寿亦萱,陆风,王捷纯,等.2014.华南冷季暴雨中热带卷云羽特征研究.气象,40(6):687-696.

华南冷季暴雨中热带卷云羽特征研究*

寿亦萱^{1,3} 陆 风¹ 王捷纯² Ewanlen I. Rufus³

1 中国气象局中国遥感卫星辐射测量和定标重点开放实验室,国家卫星气象中心,北京 100081

2 国家卫星气象中心,广州卫星地面站,广州 510640

3 气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京信息工程大学,南京 210044

提 要: 冷季暴雨特别是南方冷季暴雨不但常有发生,其强度和灾害甚至不亚于暖季暴雨。统计表明约有 80%的华南冷季 强降水与热带卷云羽(简称 TP)活动相对应。为此,本文利用近 7 年 FY-2 静止气象卫星、TRMM 卫星合成降水率数据、EC-MWF Interim 再分析资料以及地面与探空的常规观测资料等,综合分析了与华南冷季暴雨相关的热带卷云羽的相关特征。分析结果表明,与华南冷季降水有关的 TP 云产生的源地主要集中在 0°~10°N、70°~140°E 之间区域内。青藏高原大地形作 用对 TP 引起的华南冷季降水分布具有不可忽视的作用。Hovmöller 图分析显示, TP 云在爆发前,云系大多呈连续西传的特征,传播速度约为 15~20 m • s⁻¹,与大尺度斜压波波速相当或略快。一般来说,与弱降水相比,引起强降水的 TP 云在爆发前 移速较快,受来自对流层中上层的动力强迫影响较大。TP 云爆发后,云内强对流区总体移动速度不快,大部分集中在 TP 云的西南端较小范围内。副热带高空急流只是使得 TP 云的云盖快速向东扩展。上述特征可能是造成华南冷季强降水中只有个别站点强度大而整体降水强度不强的可能原因。

Study on Characteristics of Tropical Plumes Related to Cold Season Rainstorms in Southern China

SHOU Yixuan^{1,3} LU Feng¹ WANG Jiechun² Ewanlen I. Rufus³

1 Key Laboratory of Radiometric Calibration and Validation for Environmental Satellites, China Meteorological

Administration (LRCVES/CMA), National Satellite Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Guangzhou Satellite Station, National Satellite Meteorological Centre, Guangzhou 510640

3 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education and Jiangsu Province, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: Cold season rainstorm is not rare in China and sometimes its strength and induced disaster is greater than that of warm season. Statistics show that about 80% cold-season rainstorm events in South China are related to tropical plumes (TP). Therefore, in this paper, seven-year (2005-2011) FY-2 geo-stationary satellite data, TRMM-adjusted merged-infrared precipitation dataset (3B42), ECMWF Interim reanalysis data and conventional observations including surface and soundings are used to examine the characteristics and behavior of tropical plumes which are dealt with cold-season rainstorms in South China. The analyses reveal that most of the tropical plumes related to the cold-season rainstorms in South China are generated within $0^{\circ}-10^{\circ}$ N, $70^{\circ}-140^{\circ}$ E area. The topographical effect to TP caused by the Tibetan Plateau can not be ignored. According to the propagation characteristics, the tropical plumes before eruption ex-

 * 国家自然科学基金青年基金项目(41005027)、面上基金项目(41175023)、气象灾害省部共建教育部重点实验室开放课题(KLME0905) 及国家高技术研究发展计划(863)(2012AA120903)共同资助
2013 年 8 月 16 日收稿; 2013 年 12 月 16 日收修定稿
第一作者:寿亦萱,主要从事卫星气象,中尺度数值模拟以及城市气象的研究.Email:shouyx@cma.gov.cn 气 象

hibit westward propagating in longitude-time (Hovmoöller) space, with a preferred phase speed of 15-20 m \cdot s⁻¹, comparable to or faster than the synoptic baroclinic wave. Generally, tropical plumes which are related to heavy rainfall always move faster in the pre-eruption stage and are significantly influenced by the dynamic forcing coming from the mid-upper level of troposphere than those dealt with weak rainfall. The pattern of the tropical plumes after eruption in the longitude-time space suggest that the convection part in the cloud moves slowly and concentrates at the south-west end of plumes. The sub-tropical upper level jets act only to make the cloud cover to expand eastward quickly. The above features may cause the heavy rainfall centralized only over some stations.

Key words: cold season rainstorm, tropical plumes, Hovmöller pattern, subtropical upper level jet

引 言

暴雨是我国常见的一种灾害性天气,它不仅可 能直接导致洪水泛滥,还可能引发山洪和泥石流等 次生灾害。一般来说,我国受夏季风的影响,强降水 主要集中在暖季,即4—10月,并主要分布在华南、 江淮以及华北和东北等地区(陶诗言,1980;丁一汇 等,2009;朱乾根等,2000)。由于暖季暴雨持续时间 长,影响范围大,造成的灾害较为严重,因此暖季暴 雨一直以来都备受广大气象学家的关注(倪允琪等, 2004;伍荣生等,2004;张文健等,2004)。

除暖季暴雨外,冷季(每年的1-3月及11-12 月)也常会发生暴雨。主要集中在我国南方地区(冯 俊阳等,2012),有时也有在北方发生的(李青春等, 2011)。由于过去一般认为冷季暴雨发生较少、强度 较小、灾害较轻,因此与暖季暴雨相比,冷季暴雨迄 今未被广泛关注。而事实上,据文献记载,我国南方 冷季暴雨并不少见,其中一些过程的强度、持续时间 和影响范围也相当可观。例如,1982年11月27— 29日长江以南出现一次自西向东的大范围暴雨天 气,涉及江苏、浙江和广东等8个省,其中浙江温州 市等 6 个站的 24 h 降水量超过 200 mm,最大降水 中心的乐清县降水量达到 299 mm(季致建,1996); 1994年12月1-3日广西省的暴雨过程中,36个县 (市)出现了暴雨,平南和桂平县日雨量超过100 mm(黄海洪等,1995);2000年1月23-25日广东 东部及珠江口西侧的暴雨过程造成全省 11 个站雨 量超过 100 mm,其中惠东县雨量达 129 mm(苏百 兴等,2001);2008年11月上旬,广西省18个县 (市)出现了大暴雨或特大暴雨,其中防城港市上思 县的日雨量达到 357.9 mm,灾害造成直接经济损 失约 9730 万元。从上述事实看,冷季暴雨特别是南

方冷季暴雨不但常有发生,且强度和灾害也不亚于 暖季暴雨,因此有必要对南方冷季暴雨进行深入系 统的分析和研究,以提高对这类天气的预报和预警 能力,减少灾害损失。

云在天气系统中扮演着复杂而重要的角色,它 的演变规律是天气系统演变的直观反映,因此对不 同动力条件下云的内部结构及其演变规律的认识, 对理解与之相关的天气系统发生发展机制具有重要 意义。方宗义(1986)、方宗义等(2006)、李玉兰等 (1993)、江吉喜等(1998)、覃丹宇等(2005;2006)对 我国夏季暴雨云系与暴雨的关系进行了大量的研 究,并总结了一些云系特征和发展规律:例如,覃丹 宇等在分析梅雨锋暴雨时发现,强降水与发源于 ITCZ 的热带水汽羽活动存在密切关系。近年来, 一些学者开始关注华南冷季暴雨云系的发展规律。 苏百兴等(2001)和赵江洁(2002)先后利用卫星云图 分析 2000 年 1 月 23-25 日和 1999 年 11 月 6-8 日广东和广西两次冬季大暴雨过程中的降水云系。 根据他们的描述发现,这类致雨云系的共同特点是 在红外云图上表现为数千千米长度的卷云带,在水 汽云图上表现为由低纬度向中纬度地区斜伸的水汽 舌,水汽舌的西北侧有明显暗区。

在国外,冷季暴雨云系的研究是始于 20 世纪 60 年代末期,也属于一个新兴课题。最早注意到这 个问题的是 Anderson 等(1969;1970)以及 Sadler (1967)一批气象学者,他们在研究中将这类云系称 为"卷云涌"。McGuirk 等(1987)通过对连续 10 年 11 月至次年的 3 月冷季强降水事件的红外云图进 行分析后指出,绝大多数的冷季强降水与红外云图 上起源于热带地区,穿越 15°N,并由中高云组成长 达数千千米的连续的云带有关,并将这类云系命名 为"热带卷云羽"(Tropical Plumes,以下简称 TP)。 1996 年,Blackwell 等(1996)又对水汽图像进行了 分析,结果发现与暖季极端降水类似,在冷季强降水 期间,水汽图像上也有一条明显的由热带地区向中 纬度地区伸展的水汽舌,在其西北部有一条非常干 (黑)的区域。尽管 TP 云在卫星水汽图像上表现为 一条水汽舌,但是供应云带和降水的水汽来源目前 尚未定论。其中一种观点认为水汽主要来自对流层 低层。例如, McGuirk 等(1988)研究东太平洋地区 的一个与热带云羽有关的降水过程后认为,水汽输 送主要依靠低层的对流将边界层内的水汽向高层输 送来为降水提供水汽。另一种观点则认为水汽输送 层主要位于对流层中高层,它们通过高空急流等天 气系统将水汽平流到降水区上空(Ziv,2001)。

总的来看,目前国际上针对与冷季暴雨有关的 热带卷云羽的研究起步较晚,研究的地理范围相对 狭窄,主要集中在太平洋东部(McGuirk et al,1987; 1988; 1990; Kuhnel, 1989; Iskenderian, 1995; McGuirk, 1993; Blackwell, 2000)以及大西洋沿岸 国家(Zohdy, 1989; Knippertz et al, 2003; Knippertz, 2005; Rubin et al, 2007)。而事实上在 Iskenderian(1995)给出的冷季 TP 活动范围统计结果 中,在70°~140°E之间还存在一个TP发生次大值 区(年平均发生次数在10~20次),该地区天气系统 的活动对我国南方降水具有不可忽视的作用。但是 目前国际上对该地区的 TP 云的特征、移动发展规 律以及它们与强降水的关系均缺乏了解。另外,虽 然国外已经开展对这类云系发生机制的研究,但是 仍存在很大的争议,值得开展深入探讨。基于此,本 文尝试使用 2005-2011 年 FY-2 静止气象卫星的 红外(IR)、水汽(WV)通道亮温及其反演资料、 2005-2011 年 TRMM 3B42 卫星合成降水率数据 (水平分辨率 0.25°×0.25°,时间间隔 3 h)、ECM-WF Interim 再分析资料(水平分辨率为 0.75°×0. 75°,时间间隔6h)以及地面与探空的常规观测资料 等,综合分析与华南冷季暴雨过程相伴的热带卷云 羽的特征,以揭示两者之间的关系。

热带卷云羽时空分布特征与华南冷 1 季暴雨关系

利用 2005-2011 年连续 7 年 24 h 加密雨量观 测资料,对华南地区降水具有代表性的广东、广西以 及海南三地的降水量进行了统计分析。结果发现, 在所普查的时间段内,上述地区冷季期间每月面积 平均雨量(即三省站点雨量累加除以站点个数的月 平均值)约为48.1658 mm,约占全年总降水量约 13.5%。以24 h 降水量≥50 mm 记为一个暴雨日, 7年内华南冷季期间年平均暴雨日数约为15d,极 值降水平均约为 168.8 mm。其中 2008 年暴雨日 数最多,约为20d,极值降水达273.4 mm,2007年 最少, 仅为 9 d, 极值降水约为 76.7 mm(表 1)。从 上述统计结果看,虽然相对暖季(4-10月)而言,冷 季期间的降水占全年总降水量比例较少,但是极值 降水量级与暖季强降水基本相当,在某些特定条件 下,甚至也会出现特大暴雨级别的强降水。相对于 暖季,这种极端天气在低温冰冻的条件下可能会造 成更大的灾害。

表 1	20052011 年华南冷季(13 月及 1112 月)降水量统计结果	

年份	1—3 月及 11—12 月 月平均降水量/mm	冷季月平均降水量 占全年降水量比例/%	1-3月及11-12月 暴雨日数/d	1—3 月及 11—12 月 极值降水/mm
2005	45.6874	12.51	13	192
2006	55.4928	12.78	16	173.6
2007	39.628	12.99	9	76.7
2008	61.17	14.56	20	273.4
2009	42.77	13.84	11	152.3
2010	48.57	13.25	14	147.9
2011	43.8426	14.84	19	165.8
平均	48.1658	13.53	15	168.8

	<i>x</i> 1	2000		- + 1+1/2 -	(1 0)	1 2 11	12/1/6	十八王元	7 -4 /5	
Table 1	Statis	stics of	rainfall	in Souther	n China	from 1	November	to March	in 2005	-2011

基于云与降水的关系,本文对7年间与华南冷 季强降水有关的云系作进一步分析。从表观特征 看,静止气象卫星红外通道云图上,华南冷季强降水 云系普遍表现为一条从赤道地区伸展至中纬度地 区,由中高云组成长达数千千米的连续的云带,而在 水汽通道上则表现为一条从赤道地区伸展至中纬度 地区的连续湿区(如图1所示)。这些特征与 McGuirk 等(1987)指出的"热带卷云羽"特征相符。 基于卫星观测数据的统计结果显示,除了由于缺少 2005年1-3月FY-2卫星资料以外,其余时段在 70°~140°E范围内TP共爆发了47次,年平均爆发 次数约为7次,TP云从爆发至移出我国大陆平均 约为2~9d。从TP云与华南冷季降水关系看,7 年中与TP活动相关的降水日数约达281d,年平均 40d,其中约有80%的华南冷季强降水与TP活动 相对应。另外,由图2b可见,2007和2008年分别 是TP的不活跃年和活跃年,爆发次数分别是4和 13次,这与降水量的演变规律具有很好的一致性 (表1和图2a)。上述统计结果表明,我国南方冷季 暴雨与热带卷云羽的活动具有密切关系。

从图 2b 给出的 TP 爆发次数的统计可以看到, TP 活动除了年际变化以外,还存在月变化。图 3 给出的是对 7 年间 11 月至次年 3 月 TP 爆发概率 分布的统计图,由图可见,从爆发月份分布规律来 看,在 5 个月中,11 月的 TP 活动最频繁。即无论在 TP 活跃年还是不活跃年,该月都会有 TP 爆发。除 11 月以外,12 和 3 月的 TP 爆发概率也相对较高。 仔细观察图 2b 发现,同年内 11 和 3 月 TP 爆发次 数还具有明显的互补关系,即若 11 月爆发次数多, 则 3 月 TP 爆发次数就会相对减少,反之亦然。此 外,统计结果还表明,在 5 个月中,1 和 2 月 TP 云表 现得最不活跃。

除了时间分布上存在一定的特征以外,对 2005—2011年期间与华南冷季降水有关的 TP 云 产生的源地进行了追踪分析。这里 TP 云的源地位 置是按照 TP 云穿越 15°N 之前的赤道辐合带上对 流发展最旺盛云团的几何中心来确定的。结果发 现,与华南冷季降水有关的 TP 云产生的源地主要 集中在 0°~10°N、70°~140°E 之间的区域内(图 4a)。当这些位于赤道辐合带上的对流云团开始穿 越 15°N 以后, TP 就会进入快速增长阶段,形成上 千千米的云带。从月份分布来看,1 月的 TP 云产 生源地主要集中在 110°E 以东的地区,2、3 和 12 月 则主要集中在 110°E 以西的地区,111 月则分布范围 较广,几乎跨越了 70°~140°E(图 4b)。

将 70°~140°E 以 10°间隔进行划分,分为 7 个 区域,利用 TRMM 卫星估计雨量资料,分别统计 TP 发源地与降水分布的关系(图 5)。由图可见, 100°E 以西生成的 TP 所造成的华南冷季降水强度 相对较弱,雨带的南北跨度较大,强降水的落区靠北 且表现得比较分散(图 5a~5c)。对华南地区而言, 100°E以东(即青藏高原以东)生成的 TP 是造成该 地区冷季强降水的主要源区(图 5d~5g)。受此处 生成的 TP 影响形成的降水区具有明显的西南一东 北走向带状分布特征,强降水区主要集中在雨带的 西南端。过去很多有关暖季降水的研究表明,大地 形(例如青藏高原)对降水分布具有重要影响(赵平 等,1991)。从本文的分析结果来看,地形作用对 TP 引起的华南冷季降水分布差异同样也具有不可 忽视的作用。与暖季不同,在冷季,青藏高原对降水 分布的热源作用减弱,而对暖湿空气的阻挡作用相 对加强。由地形导致的水汽供应不足,可能是造成 100°E 以西生成的 TP 引起的华南冷季降水强度相 对较弱的可能原因。

2 热带卷云羽移动和再生规律

通过上述分析,对热带卷云羽时空分布特征与 华南冷季降水的关系有了初步的了解。目前很多研 究发现,降水除了与云系的时空分布特征存在密切 关系,还与云系的移动和再生规律相关。Carbone 等(2002)以及 Wang 等(2004;2005;2012)就曾先后 利用雷达和卫星资料对暖季降水云系的移动和再生 机制进行了分析,他们认为认识和理解云系的移动 和再生机制,将有助于提高降水的预报能力。

图 6 给出的是 2005—2011 年 TP 云移动路径 图,图中 TP 云的移动轨迹是 TP 云云体在卫星云 图上的几何中心连接而成的。由图可见, TP 云大 多发源在15°N以南的地区,在15°N以南移动路径 基本上以西北向为主。当 TP 云穿越 15°N 线后, TP 云发展出现了两大变化,一方面表现在移动路 径上,移动方向出现明显的转折,由原来的西北向转 为以东北偏东方向为主;另外一方面表现在 TP 云 增长速度上,云体面积增长速度加快,为之前的几 倍。从这些特征看,与华南冷季暴雨有关的热带卷 云羽的移动也存在一定的规律性,这些规律与降水 存在何种关系值得进行更细致的分析。基于此,本 文从收集的 2005—2011 年华南冷季强降水事件中 选取了2个较为典型的天气过程,分别是2008年 10月30日至11月4日(个例1)和2008年2月1 日(个例2),具体的天气概况如表2所示。其中,个 例 1 天 气 过 程 较 强 (图 7a), 个 例 2 相 对 较 弱 (图 7b),分别用于分析不同强度的 TP 云移动再生 规律。







(图中颜色分别对应 1—3 月和 11—12 月情况) Fig. 2 (a) Averaged accumulated rainfall (unit: mm) and (b) TP outbreak times from November to March, 2005-2011



时间-距离图(即 Hovmöller 图)早期主要用于 气候中连续信号的诊断,但近年来一些气象学者尝 试将这个工具应用于中尺度降水系统演变过程的研 究,并取得了一些有意义的进展。例如,Carbone 等 (2002)利用基于 WSR-88D 多普勒雷达数据计算的 时间-距离图分析了美国大陆暖季降水系统的移动 规律;Wang 等(2004;2005;2012)利用 GMS 静止气 象卫星红外通道亮温计算的时间-距离图分析了东 亚地区夏季降水特征。本文在上述工作的基础上, 尝试利用 FY-2 静止气象卫星红外通道亮温计算的 时间-距离图,研究与华南冷季暴雨有关的 TP 移动 再生规律。

为了研究华南地区降水特征,时间-距离图的计 算范围选定在0°~30°N、70°~140°E(图 8),该区域 基本覆盖了与华南冷季降水有关的 TP 可能的活动 区域。根据图 6 给出的 TP 移动路径图的统计结果 可知,TP 在 15°N 南北两侧的特征差异较大,如移 速、强度等,因此本文以15°N为分界线,将整个计





Fig. 5 Average rainfall (unit:mm) pattern from TRMM adjusted merged-infrared precipitation dataset (3B42) during 2005-2011 according to TP initiation positions. The initiation positions of TP are divided into 7 areas (a) 70°-80°E, (b) 80°-90°E, (c) 90°-100°E, (d) 100°-110°E, (e) 110°-120°E,

(f) 120° – 130° E, (g) 130° – 140° E with interval of 10 degrees

Table 2General weather condition of the two examples							
序号	个例时间	强降水覆盖范围	降水中心	最大降水/mm	灾情		
1	2008年10月31 至11月4日	广西、广东、海 南、湖南、江西、 贵州、浙江、	广东省 阳春市	273	10月31日至11月2日,广西西部和南部部分地区 普降暴雨,造成严重内涝和泥石流。广西南宁、防 城港、百色、河池等32个县(区)受灾,受灾人口 136.47万人,直接经济损失7.37亿元,其中农业直 接经济损失3.35亿元		
2	2008年2月1日	广西、湖南、江 西、福建、浙江	江西省 万安县	66	不详		





算区域分割为南区(0°~15°N)和北区(15°~30°N) 计算时间-经度图,用于分析 TP 跨越15°N 前后的东 西方向移动再生特征。在求解时间-经度图时,本文 将计算区域在经度方向上按照 0.2°间隔划分为 350 条窄带,南北方向范围分别为 0°~15°N 和 15°~ 30°N,然后对 FY-2 的 IR1 通道上窄带范围内的像 元(约 1875 个像元)的亮温求平均。其中,为了突出 云尤其是发展得较为深厚的云,在计算时,需要对无 云区的亮温进行调整。从气候统计结果可知,华南 地区在冬季气温仍然可以达到 0℃以上,因此对这 个区域而言,为了减少区域平均引起的对低亮温的 削弱,这里将亮温超过 0℃的地区用 0℃取代。从试 验的效果看,这种处理对时间-距离图的分布形势影



图 7 两次与 TP 相关的华南冷季暴雨的 FY-2C 卫星水汽通道云图 (a) 2008 年 10 月 31 日 1200 UTC, (b) 2008 年 1 月 31 日 0200 UTC Fig. 7 The FY-2C WV channel images of the two cold season South-China rainstorm cases related to TP (a) 1200 UTC 31 October 2008, (b) 0200 UTC 31 January 2008



- 图 8 Hovmöller 计算区域(黑色粗实线框所示区域) (分南北两个区域,即0°~15°N和15°~30°N, 上述两个区域的东西方向范围均为70°~140°E, 黑框中黑色横线标注15°N位置)
 - Fig. 8 Domain for the Hovmöller calculation (thick box: 0°~30°N, 70°~140°E, the black thick line at 15°N is set to divide the calculation area into two for the following analysis)

响很小。

2.1 热带卷云羽 15°N 以南纬向传播特征

图9给出的是表2中两个天气过程在15°N以 南的时间-经度图。结合表2给出的降水强弱情况 分析发现,强降水(个例1)过程的时间-经度图中 (图9a),低亮温区(即云区)都一致地从图的右上角 向左下角倾斜,即表明上述过程中,15°N以南的云 系大多呈连续西传的特征。从亮温分布看,低于 -40℃的云区范围较大,传播距离较远,约达 3000 km,维持时间长,特别是在TP云爆发前后,平 均持续时间约为48 h。此外,在图中连续云条的东 侧可见大量维持时间较短的对流云团,在它们下游 方向又有新生对流产生,并呈强弱间隔,彼此相连, 最后汇入TP云爆发源区。上述现象表明TP云爆 发源区可能是在其东侧大量的分散对流云团产生的 外流边界上再生出的新对流彼此相连形成的,或者 是通过例如中尺度对流涡旋过程形成的。而 TP 爆 发源区以西(95°E 以西)几乎为无云区,这里可能受 对流层中高层下沉气流控制。

与强降水过程不同,弱降水(个例 2)过程的云 系在15°N以南的移动特征以100°E为界,东西两侧 的移动规律有明显不同,100°E以西云系的云顶高 度较高,深对流云较多,移动较慢,部分云系甚至是 准静止或是呈缓慢东移;100°E以东云系的云顶高 度相对较低,云团的对流性不强,移动较快,呈一致 西移。100°E以西云系与快速西移的弱对流云交汇 在95°~100°E附近,TP云正是在这两股云系交汇 处爆发(图9b)。总体而言,弱降水过程中深对流云 维持时间较短,平均约 12~24 h,云顶高度较低。 在整个 7000 km×1500 km 范围内,对流云分布得 比较散乱,无云区的范围很小,或几乎没有。分布规 律上表现为以 100°E 为界,东西分布不均的特点。 位于 100°E 以西的云区上低于-20℃的云区范围较 100°E 以东大,且维持时间相对较长。

根据云带的倾斜度可以大致推算出云带平均移动速度。例如,2008年10月31日至11月4日, 15°N以南云带传播速度达19m・s⁻¹。根据ECM-WF Interim 再分析场数据得到的500hPa纬向风速可知,该区域天气尺度斜压波的纬向传播速度约为6.5~7.4m・s⁻¹,即15°N以南云带纬向传播速度比天气尺度波要快得多(图9a)。2008年2月1



图 9 0°~15°N IR1 通道亮温经向时间平均 Hovmöller 图(单位:℃) (a) 2008 年 10 月 27 日至 11 月 4 日, (b) 2008 年 1 月 24 日至 2 月 1 日 Fig. 9 Hovmöller (time-longitude in UTC) diagram between 0°-15°N of the infrared cloud-top brightness temperature of FY2C channel 1 for the period of (a) 27 October to 4 November 2008, (b) 24 January to 1 Feburary 2008



(a) 2008年10月27日至11月4日, (b) 2008年1月24日至2月1日

Fig. 10 Hovmöller (time-longitude in UTC) diagram between 15°-30°N of the infrared cloud-top brightness temperature of FY-2C channel 1 for the period of (a) 27 October to 4 November 2008, (b) 24 January to 1 Feburary 2008 日弱降水过程,100°E以东云带传播速度约为15 m •s⁻¹,而100°E以西云带传播速度约为12 m•s⁻¹, 天气尺度斜压波的纬向传播速度约为14 m•s⁻¹左 右(图9b)。从上述两个天气个例的移速规律看, TP云,在它发展初期移动速度与天气尺度波的波 速相当或略快。

2.2 热带卷云羽 15°N 以北纬向传播特征

由 TP 云移动路径分析已知,热带卷云羽越过 15°N 后纬向移动传播规律与 15°N 以南明显不同。 从 Hovmöller 图分析结果看(图 10), 无论强弱 TP 降水过程,在15°N以北的移动传播都表现为受西 风气流的控制,向东移动,目移动速度普遍较快。根 据 2008 年 10 月 31 日至 11 月 4 日以及 2008 年 1 月 31 日至 2 月 1 日时间-经度图推算, TP 云的平均 移动速度约为 25~40 m • s⁻¹。表明 TP 云在跨越 15°N 后,云带北侧通常伴随西风急流的活动,西风 急流对 TP 云向东快速传播和平流具有不可忽视的 作用。从时间-经度图上云带的分布规律看,100°E以 西的对流较弱,几乎为无云区;而 100°E 以东对流相 对较强(图 10)。其中,有些对流系统在越过 100°E 后 向东传播至 110°E 即消失,例如 2008 年 10 月 27-29 日(图 10a)。从地理位置看,100°~110°E 附近正对应 青藏高原东边界,上述特征表明即使在冬季,青藏高 原的局地强迫作用仍然对云系的生消和移动具有影 响。

另外,从强降水过程的时间-经度图的分布特征 看(图 10a),云图上看到的长达数千千米的 TP 云 带,实际上是 TP 云的云盖向东扩展的结果。TP 云 内强对流区总体移动速度并不快,大部分仍集中在 TP 云的西南端较小范围内。在这个区域内,对流 云分布相对分散,系统性不强,它们主要通过在外流 边界再生对流向东缓慢移动。这个规律在弱降水过 程的时间-经度图上也有表现,但不是非常明显。上 述特征可能是造成华南冷季强降水中只有个别站点 强度大而整体降水强度不强的可能原因。

3 结 论

本文使用 2005—2011 年 FY-2 静止气象卫星 的红外(IR)、水汽(WV)通道亮温及其反演资料、 2005—2011 年 TRMM 3B42 卫星合成降水率数据 (水平分辨率 0. 25°×0. 25°,时间间隔 3 h)、ECM- WF Interim 再分析资料(水平分辨率为 0.75°× 0.75°,时间间隔 6 h)以及地面与探空的常规观测资料等,综合分析了热带卷云羽与华南冷季暴雨的关系及云羽移动和再生等相关特征。

(1)分析结果表明,虽然相对暖季而言,冷季期 间的降水占全年总降水量比例较少,但是极值降水 量级与暖季强降水基本相当,有时甚至也会出现特 大暴雨级别的强降水。统计表明约有 80%的华南 冷季强降水与热带卷云羽(简称 TP)活动相对应。 TP的活跃性与降水量的演变规律具有很好的一致 性说明,我国南方冷季暴雨与 TP 的活动具有密切 关系。

(2)对 TP 的形成过程进行追踪分析发现,与 华南冷季降水有关的 TP 云产生的源地主要集中在 0°~10°N、70°~140°E 之间的广阔区域内。对华南 地区而言,100°E 以东(即青藏高原以东)生成的 TP 是造成该地区冷季强降水的主要源区。地形作用对 TP 引起的华南冷季降水分布差异具有不可忽视的 作用。

(3) 从 TP 云时间-经度图的分布特征看, TP 云 在跨越 15°N 前, 云系大多呈连续西传的特征。TP 云, 在它发展初期移动速度与大尺度斜压波速相当 或略快。较强的 TP 云受来自对流层中上层的动力 强迫影响较大。

(4) TP 云在跨越 15°N 后,云带北侧通常伴随 西风急流的活动,西风急流对 TP 云向东快速传播 和平流具有不可忽视的作用。云图上看到的长达数 千千米的 TP 云带,实际上是 TP 云的云盖向东扩 展的结果。云内强对流区总体移动速度不快,大部 分集中在 TP 云的西南端较小范围内。上述特征可 能是造成华南冷季强降水中只有个别站点强度大而 整体降水强度不强的可能原因。

参考文献

- 丁一汇,张建云,等.2009.暴雨洪涝.北京:气象出版社,290.
- 方宗义. 1986. 夏季长江流域中尺度云团的研究. 大气科学进展, 2 (3): 334-340.
- 方宗义,覃丹宇.2006.暴雨云团的卫星监测和研究进展.应用气象学报,17(5):583-593.
- 冯俊阳,肖子牛.2012. 热带低频振荡的强度和相位对中国南方冬季 降水的影响. 气象, 38(11):1355-1366.
- 黄海洪,凌颖.1995."94.12"暴雨过程的能量场特征分析.广西气象, 16(3):5-12.

季致建.1996. 一次冬季特大暴雨分析. 浙江气象科技,17(3):4-9. 江吉喜,项续康.1998. "96.8"河北特大暴雨成因的中尺度分析. 应用 气象学报,9(3):304-313.

- 李青春,程丛兰,高华,等.2011.北京一次冬季回流暴雪天气过程的数值分析.气象,37(11):1380-1388.
- 李玉兰,陶诗言,杜长萱.1993.梅雨锋上中尺度对流云团的分析.应 用气象学报,4(3):278-285.
- 倪允琪,刘黎平,高梅,等.2004.长江中下游梅雨锋暴雨野外科学试验.北京:气象出版社,210.
- 覃丹宇,方宗义,江吉喜.2005.2002年7月20-25日揭示的热带水 汽羽和暴雨的关系.气象学报,63(4):493-503.
- 覃丹宇,方宗义,江吉喜.2006.典型梅雨暴雨系统的云系及其相互作用.大气科学,30(4):578-586.
- 苏百兴,段朝霞,梁健.2001.广东省隆冬季节暴雨及个例分析.广东 气象,4:4-6.
- 陶诗言.1980.中国之暴雨.北京:科学出版社,225.
- 伍荣生,高守亭,谈哲敏,等.2004.锋面过程与中尺度扰动.北京:气 象出版社,168.
- 张文健,许健民,方宗义,等.2004.暴雨系统的卫星遥感理论和方法. 北京:气象出版社,429.
- 赵平,孙淑清.1991.一次西南低涡形成过程的数值试验和诊断 (一)——地形动力作用和潜热作用对西南低涡影响的数值试验 对比分析.大气科学,15:46-52.
- 赵江洁.2002.1999年广西冬季大范围暴雨的红外云图特征分析.广 西气象,23(1):25-26.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.2000.天气学原理和方法(第三版).北 京:气象出版社,343pp.
- Anderson R, Ashman J, Bittner F et al. 1969. Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting. ESSA Tech. Rep. NESC 51. U. S. Govt. Printing Office, Washington DC, 215.
- Anderson R, and Oliver V. 1970. Some examples of the use of synchronous satellite pictures for studying changes in tropical cloudiness. Proc. Symposium on Tropical Meteorology, Honolulu, Amer Meteor Soc, E XII-1-E XII-6.
- Blackwell K G. 2000. Tropical plumes in a barotropic model: A product of Rossby wave generation in the tropical upper troposphere. Mon Wea Rev, 128:2288-2302.
- Blackwell K G, and McGuirk J P. 1996. Tropical upper-tropospheric dry regions from TOVS and rawinsondes. J Appl Meteor, 35: 464-481.
- Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D et al. 2002. Inferences of predictability associated with warm season precipitationepisodes. J Atmos Sci, 59: 2033-2056.
- Iskenderian H. 1995. A 10-year climatology of Northern Hemisphere tropical cloud plumes and their composite flow patterns.

J Climate, 8:1630-1637.

- Knippertz P. 2005. Tropical-extropical interactions associated with an Atlantic tropical plume and subtropical jet streak. Mon Wea Rev, 133:2759-2776.
- Knippertz P, Fink A H, Reiner A et al. 2003. Three late summer/ early autumn cases of tropical-extropical interactions causing precipitation in northwest Africa. Mon Wea Rev, 131:116-135.
- Kuhnel I. 1989. Tropical-extratropical cloudband climatology based on satellite data. Int J Climatol, 9:441-463.
- McGuirk J P. 1993. Impact of increased TOVS signal on the NMC global spectral model: A tropical-plume case study. Mon Wea Rev, 121, 695-712.
- McGuirk J P, Thompson A H, and Smith N R. 1987. Moisture bursts over the tropical Pacific Ocean. Mon Wea Rev, 115:787-798.
- McGuirk J P, Thompson A H, and Schaefer J R. 1988. An eastern Pacific tropical plume. Mon Wea Rev, 116:2505-2521.
- McGuirk J P, Ulsh D J. 1990. Evolution of tropical plumes in VAS water vapor imagery. Mon Wea Rev, 118:1758-1766.
- Rubin S, Ziv B, Paldor N. 2007. Tropical plumes over Eastern North Africa as a source of rain in the Middle East. Mon Wea Rev, 135:4135-4148.
- Sadler J C. 1967. On the origin of tropical vortices. Proc. Working Panel on Tropical Dynamic Meteorology, Monterey. Navy Weather Research Facility Rep. 12-1167-132: 39-75.
- Wang C C, Chen G T-J, and Carbone R E. 2004. A climatology of warm-season cloud patterns over East Asia based on GMS infrared brightness temperature observations. Mon Wea Rev, 132: 1606-1629.
- Wang C C, Chen G T-J, Carbone R E. 2005. Variability of warmseason cloud episodes over East Asia based on GMS infrared brightness temperature observations. Mon Wea Rev, 133: 1478-1500.
- Wang C C, Chen G T J, Huang H L, et al. 2012. Synoptic conditions associated with propagating and nonpropagation cloud/ rainfall episodes during the warm season over the East Asian continent. Mon Wea Rev, 140:721-747.
- Zohdy H M. 1989. Lateral coupling between extratropical and tropical disturbances over Afica associated with Mediterranean. WMO PSMP Report Series 31,39pp.
- Ziv B. 2001. A subtropical rainstorm associated with a tropical plume over Africa and the Middle-East. Theor Appl Climatol, 69:91-102.