

热带对流性降水的逆温特征

李秀镇¹, 董明伦¹, 李博², 王力群¹

(1.中国卫星海上测控部,江苏 江阴 214431; 2.青岛市城阳区气象局,山东 青岛 266100)

摘 要: 通过对赤道辐合带降水的观测发现,热带对流性降水过程普遍存在逆温现象,为更好的解释这一现象,利用微波辐射计数据,对降水过程的大气层结进行了深入分析。结果表明:(1)强对流降水过程中普遍存在两个“暖心”,暖心之间有“冷泡”;(2)典型逆温过程发生在对流系统边缘,对流云云顶高度均在10 km以上;(3)逆温现象出现时存在水汽密度和液态水含量大值区。近地面“暖心”下方和第二“暖心”内部水汽密度和液态水含量较小,两个“暖心”之间存在大值中心。第二“暖心”之上水汽密度较小,液态水含量较大。

关键词: 赤道辐合带;温度廓线;逆温;CISK

中图分类号: P732.3 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2016)01-0045-08

1 引言

近年来,人们通过观测和数值模拟对带来降水的中尺度对流系统的热力结构已获得了较多认识。夏茹娣等^[1]充分使用地面资料讨论了地面温湿特征对中尺度系统的影响,发现降水中心与地面向上伸展的暖舌相对应。陈敏等^[2]根据数值模拟的结果发现,发生在锋面上和锋前暖区的中尺度对流系统由于对流潜热释放造成了系统内部具有暖心结构特征,其高度在700 hPa以上。王建捷、慕建利等^[3-4]指出对流性降水中心的温度结构呈现对流层中部为暖而上、下部为冷的特征,其成因可能与凝结释热作用密切相关。周嵬等^[5]基于微波辐射计资料对对流降水的分析表明降水云内与环境平均温差呈现底层温度远低于无降水的云外环境温度,而降水云前部从低层到高层云内温度都远高于环境温度。宫宇等^[6]指出水物质相变引起的热力作用在不同高度上对对流起着不同的作用。相关学者对太平洋热带海区低层大气的热力结构也进行了深入研究,发现无降水条件下低层大气存在多逆温现象^[7-11]。

国外也有不少关于对流系统的观测和模拟研

究,如Carbone等^[12]探讨了对流云形成机制,Keenan等^[13]指出雷暴的发展与对流有效位能和湿度条件相结合。上述成果表明对流系统降水云中存在着异于外部环境的热力结构,该结构影响着对流运动的发展。鉴于现有研究对象主要是大陆地区的对流性降水,对于热带海洋地区的研究较少,为加深对热带海洋地区对流性降水热力结构的认识,在赤道太平洋海区开展了观测实验。

2014年12月18—29日在太平洋中部赤道辐合带内(5°N—5°S, 140°—179°E)通过12 d的走航观测,跟踪到热带对流性降水总计46次。本文以此次观测数据为依据,对热带对流性降水进行了初步研究,重点描述降水过程的热力结构特征和水汽垂直分布。

2 资料来源

2.1 微波辐射计

MP-3000A型微波辐射计包括22—200 GHz频段中的35个通道,温度廓线子系统在51—59 GHz

之间,水汽廓线子系统接收频率在22—30 GHz之间,用所选择的频率进行天空亮温观测,采集时间间隔为每2 min一组数据。通过测量氧气在60 GHz附近的辐射强度或亮温得出温度分布。在任意高度上的氧气发射电磁波都与当地的温度和氧气密度分布呈比例,因此可以得到温度剖面。22 GHz附近适合进行相对潮湿地区的地基廓线反演,较敏感的183 GHz适合干环境的地基水汽廓线反演。水汽的发射强度与水汽密度和温度成正比,通过扫描光谱分布和观测数据数学反演,可以得到水汽廓线。利用MP-3000A辐射仪可以获得在22—30 GHz和51—59 GHz波段调谐带的云液态水廓线信息。通过微波辐射计测量得到地表相对湿度、温度和气压数据,将用于廓线的计算。此外,纵向红外温度计可以测量有云时的云底温度,从而得出云底的水汽密度,再结合温度廓线,求出云底高度。

通过人工神经网络方法反演得出廓线,其中神经网络运用Stuttgart Neural Network Simulator(斯图加特神经网络模拟器)和探空廓线的历史资料得出。标准后向传播(back-propagation)算法用于训练,标准前馈网络用于廓线的得出。廓线输出分为58层,从0—0.5 km高度上每50 m输出一个数据,0.5—2 km高度上每100 m输出一个数据,2—10 km每0.25 km输出一个数据。由于本文研究区域位于赤道附近(5°N—5°S, 140°—179°E),故选取新加坡(WMO 48698, 1.37°N)的历史探空资料进行训练。

2.2 观测资料

使用了2014年12月18—29日12 d每2 min一次的微波辐射计资料,1 min一次的自动气象站雨量计数据。利用1 min累积降水量判断是否降水,挑选出降水时刻的微波辐射计资料,共获得1 081时次有效数据。降水统计见表1,30 min以内的短时降水发生的频次远多于长时间降水,以阵性降水为主,降水量普遍较小。

3 热带对流性降水的逆温现象

3.1 热带对流性降水的温度垂直分布特征

图1是观测期间各高度层温度平均情况,总体而言剔除掉降水时刻后各高度层平均温度与总体平均值相当,两条曲线近乎重合在一起。在0.5 km以下近地面层降水期间的平均值低于非降水时刻,这是由于降水导致近地面温度下降所致;0.5—3 km范围内二者相差不大;3 km以上高度,降水期间的平均温度略高于非降水时刻,应该是降水期间较厚的云层有效阻挡了长波辐射所造成的。

图2给出了降水期间10 km以下的温度廓线。降雨期间存在明显的“噪声”信号——图中表现为黑色突变线即在极短时间内出现较大变化。尽管存在“噪声”,但降雨期间温度变化的总体趋势是较

表1 降水统计(降水量单位:mm)

< 10 min		10—20 min		20—30 min		30—60 min		> 60 min	
持续时间	降水量	持续时间	降水量	持续时间	降水量	持续时间	降水量	持续时间	降水量
7	0.09	13	1.27	21	2.37	50	1.18	85	0.13
8	0.99	11	0.23	28	1.5	56	0.59	64	3.4
8	1.32	19	0.68	29	0.53	35	0.48	67	2.04
9	0.67	17	0.76	23	0.65	38	1.04	94	1.56
9	0.33	17	0.87	23	0.65	37	2.32	125	3.37
5	0.82	14	0.61	28	1.43	33	2.32	91	1.36
5	0.22	20	2.32	22	1.78	35	1.19	98	4.75
4	0.05	19	1.44			50	1.19		
6	0.04	14	0.21			57	4.31		
7	0.77	13	0.1						
5	0.27	17	0.56						
6	0.07								
6	0.08								

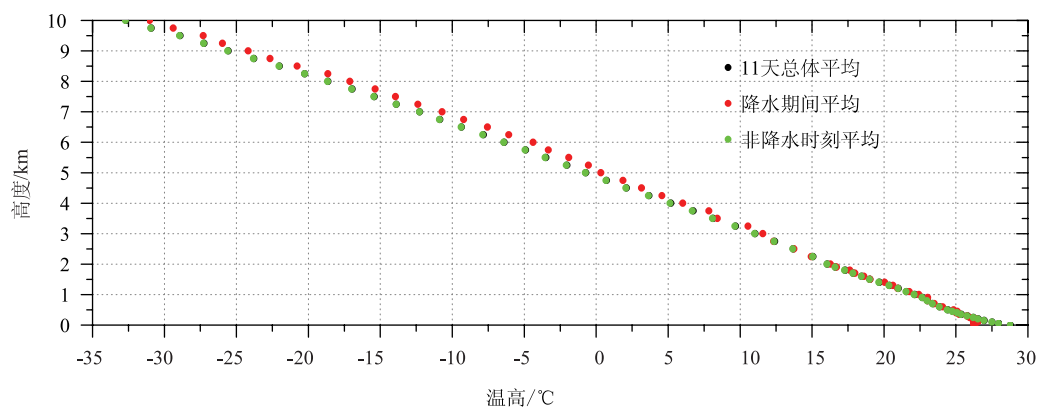


图1 观测期间温度垂直分布

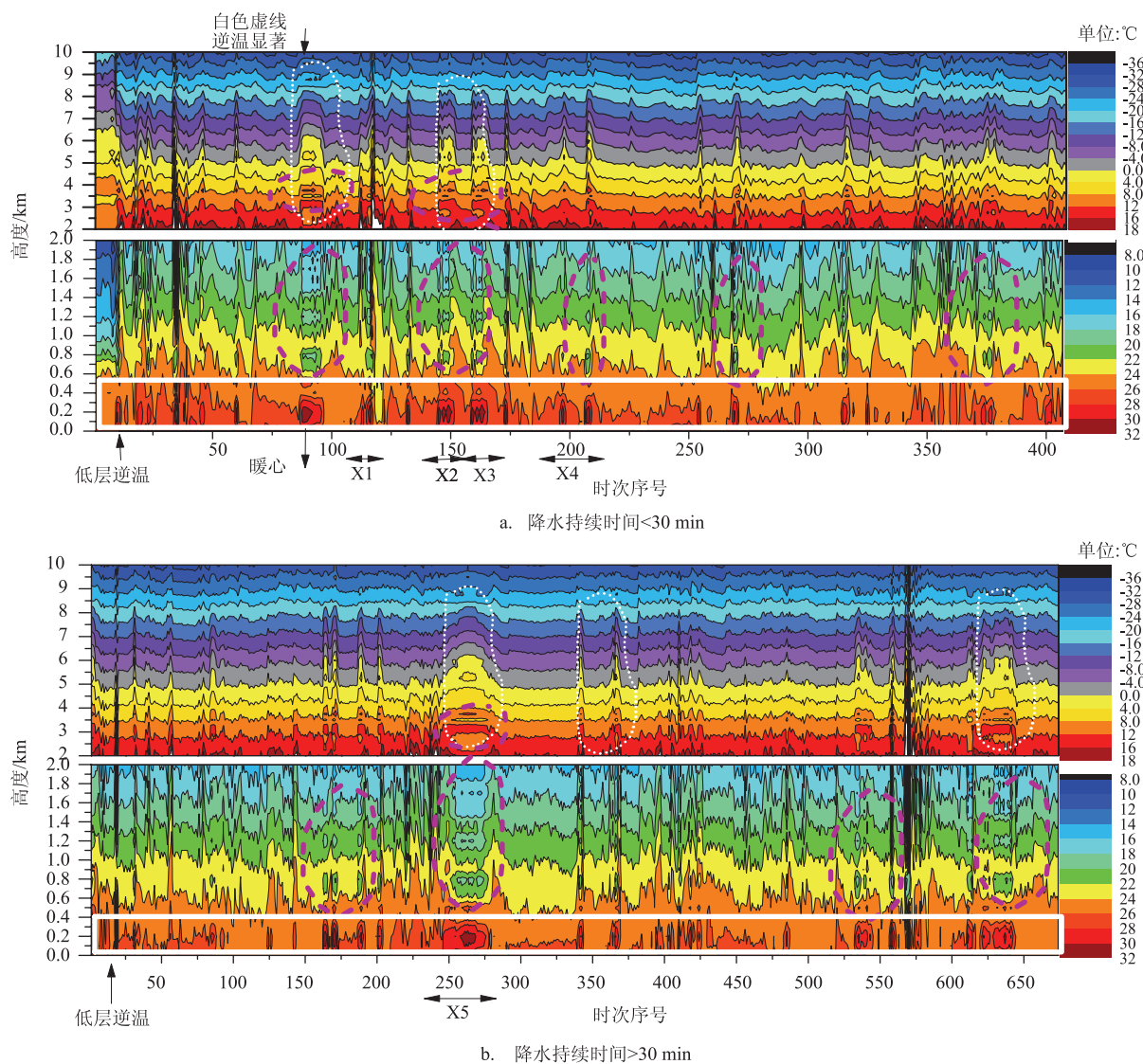


图2 热带对流性降水的温度廓线

(X1—X5为文中选取的5个个例,横坐标箭头区域之外为其他降水时次,逆温层由白色虚线标识,“冷泡”由红色虚线标识,下同)

明显的也是可信的。在 <0.6 km的高度内,普遍存在着厚度约为 $0.3—0.6$ km的逆温层(白色实线所圈范围),在短时间阵性降水过程中此类逆温层厚度大于长时间降水过程。近地面逆温层中有“暖心”结构出现,结构清晰的共有5次,短时降水出现3次,长时降水出现两次,出现频率11%。在 >0.6 km范围内,也普遍存在着厚度不一的逆温层(白色虚线范围内),但比 0.6 km以下的逆温层持续时间短。出现“暖心”结构的地面上方 $0.6—5$ km范围内有“冷泡”出现(红色虚线范围内)。分析46次降水过程的结果表明,逆温现象在降水期间从地面到高空普遍存在,在某些情况下出现“暖心”结构,其上伴随着“冷泡”和显著逆温现象出现。与前人研究相比,热带对流性降水逆温层高度较低,且垂直分布与中纬度“中间暖、两头低”的特点不同^[2-4]。

3.2 热带对流性降水的逆温层特征

选取5个典型个例进行分析(X1—X5发生时间分别为21日15时、25日00时、25日02时、26日11

时和29日10时,北京时,下同),图3为所选样本大气温度廓线。在低空(<3 km)“暖心”、“冷泡”结构清晰,“暖心”厚度介于 $0.4—0.5$ km,集中在近地面层(白色实线标识)。依据微波辐射计云底高数据(见图4),绝大多数时刻云底高 ≥ 0.5 km,可见近地面“暖心”位于云下方。“冷泡”出现在 $0.8、1.2、2、2.8$ km四个高度附近(黑色虚线标识);在高空($3—8$ km)“升温”现象明显(白色虚线标识),在 5 km附近存在薄层逆温结构即第二“暖心”(红色虚线标识),其厚度和水平尺度均小于低层暖心。

造成5次降水的对流云团见图5。X1、X4、X5云团纹理均匀,颜色白亮,为大范围积雨云系。X2、X3纹理粗糙,颜色灰暗,由积云、卷云等混合组成。5次过程云顶温度最大值分别为 -110°C 、 -43°C 、 -33°C 、 -94°C 、 -70°C ,远低于辐射计在 10 km处的温度(-31°C 、 33°C 、 -32°C 、 -32°C 、 -33°C),说明5次过程云顶高度均超过了 10 km,除X3外均达到强对流云团的标准^[1]。X1-X4云底高存在较大波动,降水时间和

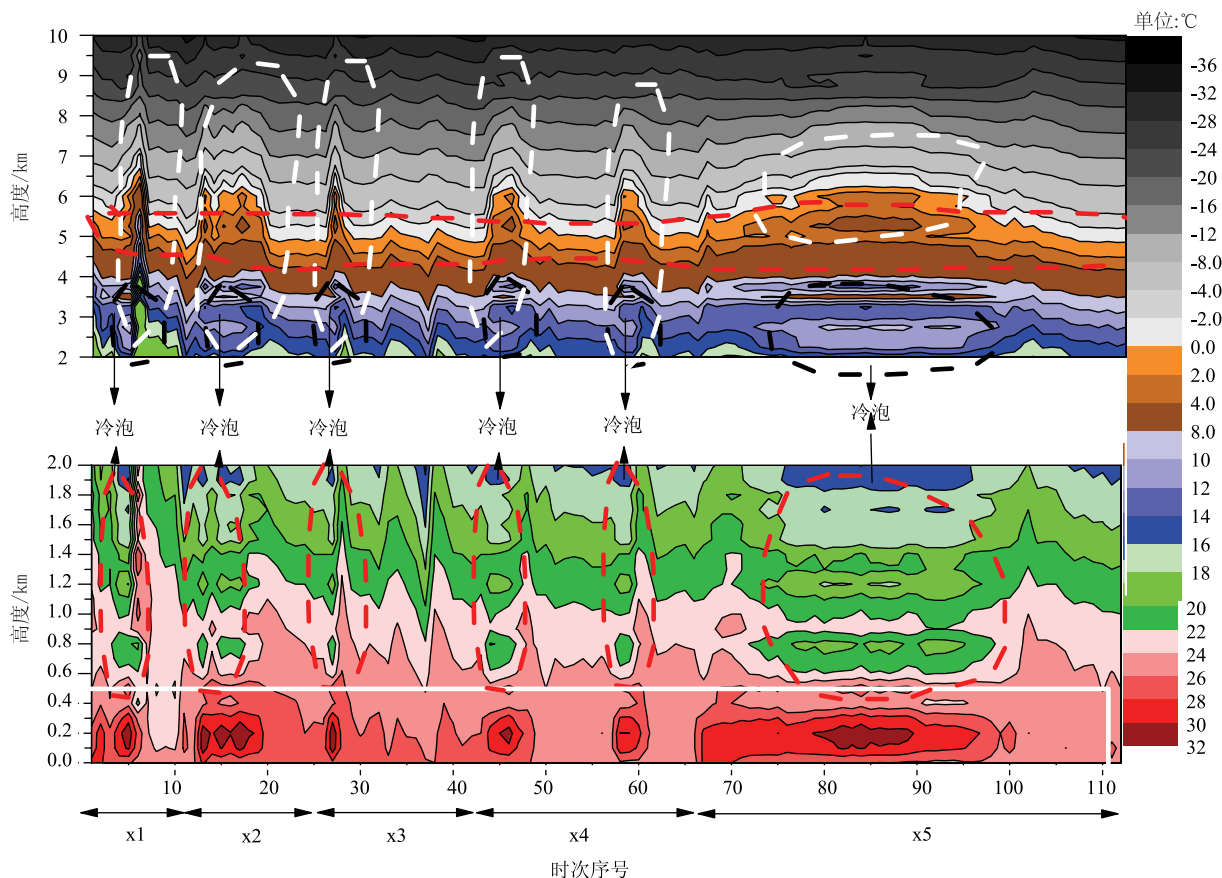


图3 大气温度廓线

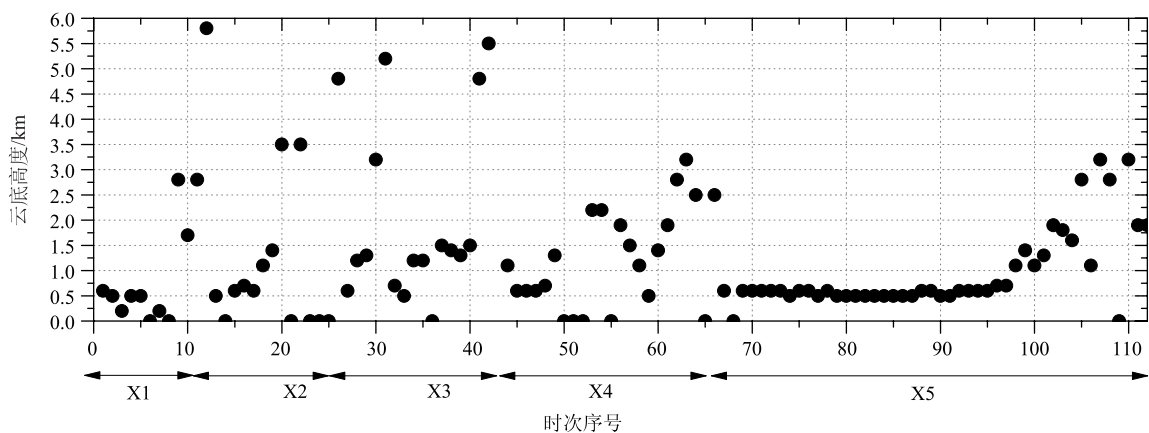


图4 云底高度

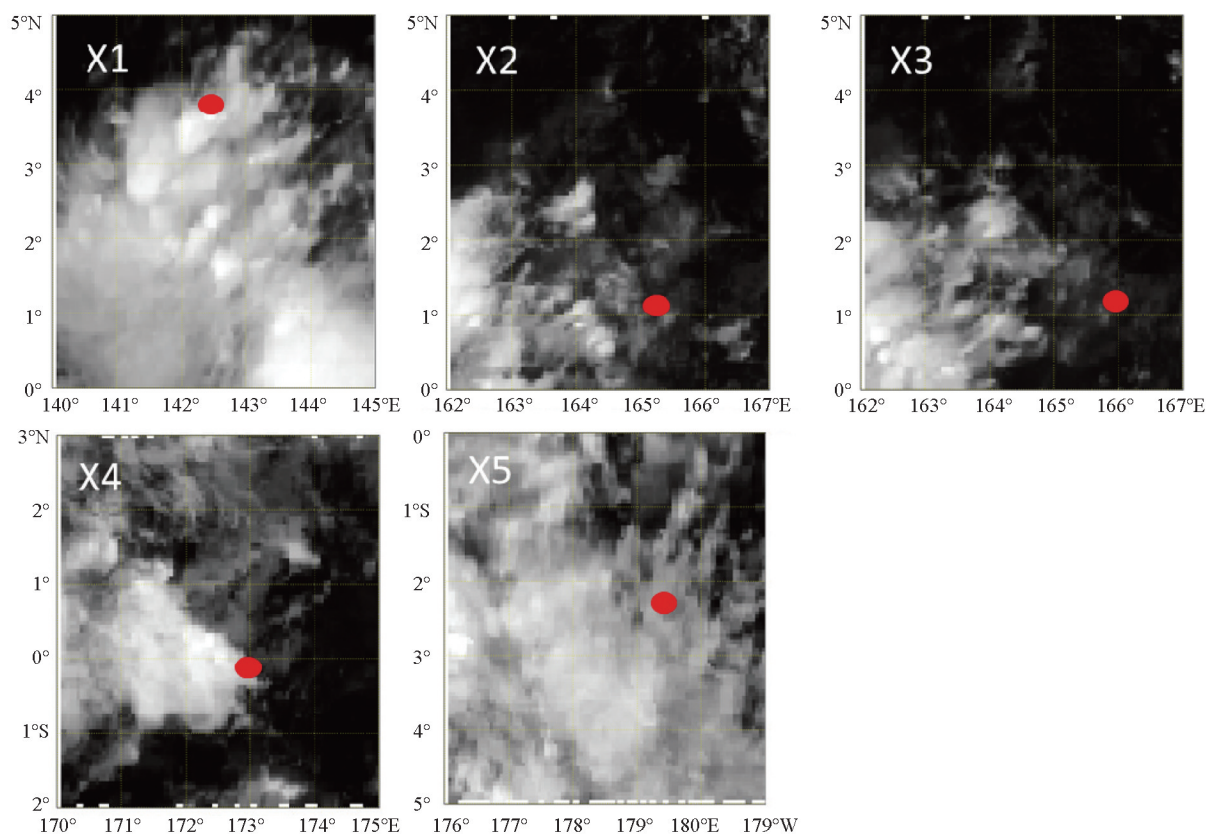


图5 MTSAT IR1通道云图

逆温层维持时间较短。X5过程中云底高基本维持在0.5 km,降水时间和逆温层维持时间较长。5次过程均由对流扰动所引起的,且都位于大范围辐合云系的边缘。

3.3 水汽和液态水垂直分布特征

图6是5次降水过程水汽密度和液态水含量廓

线,5次显著“逆温”现象出现的时刻均有水汽和液态水含量大值区相对应,其高度范围分别为0.1—6 km、0.1—8 km。近地面“暖心”及其下方,水汽密度普遍 $>20\text{ g/m}^3$,相对湿度均在100%左右。“暖心”下方水汽密度和液态水含量相对较小,为“干区”;“暖心”内水汽密度和液态水含量均有增加,但未形成极值中心;“暖心”之上,“冷泡”所在高度范围内,

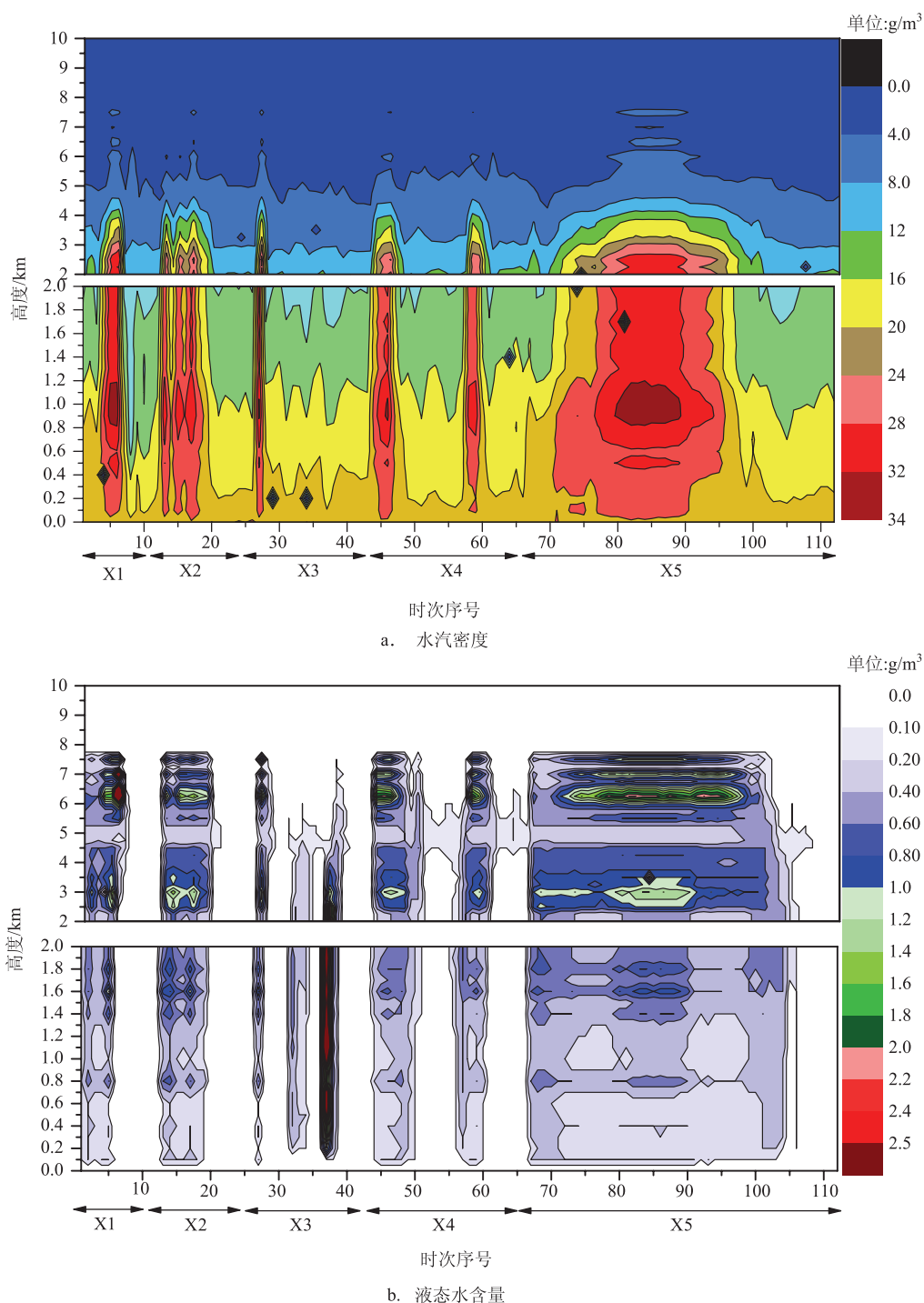


图6 水汽密度和液态水含量廓线

水汽密度出现厚度约为0.4 km的极值中心。液态水含量极值中心位于水汽密度极值之上。

在5 km高度即第二“暖心”出现的位置,水汽密度约为 $4 \text{ g}/\text{m}^3$,液态水含量也较小,呈现薄层“干区”。5 km以上水汽密度降至 $4 \text{ g}/\text{m}^3$ 以下,而液态水

含量却出现了厚度约为3 km的大值区。分析发现,5 km高度附近气温接近 0°C ,正是水发生相变的临界温度。第二“暖心”的形成可能与水汽和液态水在此处转变为冰晶和过冷却水释放大量热量有关,由于冰相过程对对流云作用的争论仍然存在^[14-15],

其具体机制尚需进一步研究。

在5个显著区域,液态水含量分布是不连续的,在两个“暖心”之间存在5个液态水含量大值中心,“冷泡”即位于大值中心或其下部。液态水的来源有二:其一是上升运动水汽凝结而来,其二在上升气流区也存在着由雨滴降落引起的下沉气流^[16]。下沉气流一方面带来高层冷的液态水,且受到近地面逆温层的阻挡而发生堆积,另一方面由于下沉气流增温需要吸收热量从而为“冷泡”的形成创造了条件。

4 结论

(1)热带对流降水过程中普遍存在逆温现象,强对流条件下在近地面($<0.5\text{ km}$)和高空(5 km)存在“暖心”,暖心之间有“冷泡”;

(2)典型逆温过程发生在大范围对流云系边缘,对流云云顶高度均在 10 km 以上,为强对流降水;

(3)逆温现象出现时存在水汽密度和液态水含量大值区。近地面“暖心”下方和第二“暖心”内部水汽密度和液态水含量较小,两个“暖心”之间存在大值中心。第二“暖心”之上水汽密度较小,液态水含量较大。

参考文献:

- [1] 夏茹娣, 赵思雄. 2005年6月广东锋前暖区暴雨 β 中尺度系统特征的诊断与模拟研究[J]. 大气科学, 2009, 33(3): 468-488.
- [2] 陈敏, 郑永光, 王洪庆, 等. 一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究[J]. 气象学报, 2005, 63(3): 313-324.
- [3] 王建捷, 李泽椿. 1998年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析[J]. 气象学报, 2002, 60(2): 146-155.
- [4] 慕建利, 李泽椿, 湛云, 等. 一次陕西关中强暴雨中尺度系统特征分析[J]. 高原气象, 2014, 33(1): 148-161.
- [5] 周嵬, 吴宏议, 田海军. 基于微波辐射计资料浅析对流降水云内与环境温差[J]. 干旱气象, 2011, 29(1): 10-16.
- [6] 宫宇, 罗亚丽. 梅雨锋前线状中尺度对流系统成熟阶段的空气垂直运动分析[J]. 热带气象学报, 2014, 30(4): 687-699.
- [7] 赵绪孔, 刘玉栋. 太平洋热带海区海洋气象特征[J]. 大气科学, 1988, 12(4): 439-443.
- [8] 李若钝, 武建平, 孙瑞本. 热带西太平洋秋季低空大气温度层结的基本特征[J]. 大气科学, 1991, 15(1): 61-68.
- [9] 李若钝, 武建平, 孙瑞本. 热带西太平洋低层大气的多逆温层特征[J]. 热带海洋, 1991, 10(3): 58-64.
- [10] 李若钝, 孙瑞本, 武建平. 热带西太平洋边界层大气的多逆温层特征[J]. 热带气象, 1991, 7(4): 355-364.
- [11] 李若钝, 孙瑞本, 刘丽惠. 热带西太平洋低层大气的多逆温层现象[J]. 海洋通报, 1993, 12(1): 25-29.
- [12] Carbone R E, Wilson J W, Keenan T D, et al. Tropical island convection in the absence of significant topography. Part I: life cycle of diurnally forced convection[J]. Monthly Weather Review, 2000, 128(10): 3459-3480.
- [13] Keenan T D, Ferrier B, Simpson J. Development and structure of a maritime continent thunderstorm[J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 1994, 53(3-4): 185-222.
- [14] Tao W K, Shie C L, Simpson J, et al. Convective systems over the South China Sea: cloud-resolving model simulations[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2003, 60(24): 2929-2955.
- [15] Wang J J, Li X F, Carey L D. Evolution, structure, cloud microphysical, and surface rainfall processes of monsoon convection during the South China Sea Monsoon experiment[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2007, 64(2): 360-380.
- [16] 杨国祥. 中小尺度天气学[M]. 北京: 气象出版社, 1983.

On the inversion layers of tropical convective precipitation

LI Xiu-zhen¹, DONG Ming-lun¹, LI Bo², WANG Li-qun¹

(1. China Satellite Maritime Tracking and Control Department, Jiangyin 214431 China;

2. Chengyang Meteorological Bureau, Qingdao 266100 China)

Abstract: The analyses of the precipitation data obtained from the ITCZ (Intertropical Convergence Zone) revealed that inversion layers occur during the tropical convective precipitation. In order to explain this phenomenon, the atmospheric stratification under the process of rainfall was analyzed in deep based on the MP-3000A microwave radiometer data. The results indicate as follows: (1) Two warm cores exist in the process of strong convective precipitation, and with cold cores between them. (2) Typical inversion process locates at the edge of convection system, and the cloud top height of convection cloud is more than 10 km. (3) Vapor density and liquid water reach a large value zone between the two warm cores under the temperature inversion layer. The value of vapor density and liquid water content is lower below the first warm core and in the second warm core. Above the second warm core vapor density shows lower value while the liquid water is higher.

Key words: ITCZ; temperature profile; inversion layers; CISK