

热带测雨卫星综合探测结果之“云娜”台风 降水云与非降水云特征*

傅云飞¹ 刘 栋¹ 王 雨¹ 宇如聪³ 徐幼平² 程 锐²

1 中国科学技术大学地球与空间科学学院,合肥,230026

2 中国科学院大气物理研究所,LA5G,100029

3 中国气象局,北京,100081

摘 要

为了解降水云与非降水云相应的微波信号、云水、雨水及潜热特征,文中利用热带测雨卫星搭载的测雨雷达、微波成像仪及红外辐射计探测的匹配融合结果,就 2004 年 8 月“云娜”台风进行了个例分析研究。结果表明:“云娜”台风过程中深厚降水云占 79%,中云和低云降水仅分别占 10.6%和 10.4%;非降水低云所占比例最大(45.5%),高云其次(34.1%)。降水云中大粒子居多,非降水云粒子有效半径分布宽。深厚降水云中冰、水含量成正比;中等厚度降水云中的冰含量相对稳定,但液态水含量变化大;深厚和中等厚度非降水云中的冰、水含量皆成反比。对降水率、气柱潜热、气柱云水和云冰沿台风径向分布的分析结果发现,台风生成前的低压中心附近降水率和气柱总潜热比随后时次均大,表明降水释放潜热对“云娜”台风的形成起到了非常重要的作用;在台风形成后,降水率和气柱总潜热自台风云墙向外减小;随着台风的成熟,降水率和气柱总潜热沿台风径向分布趋于稳定。潜热廓线分析表明,深厚降水云潜热释放在对流层中上部(3 km 以上),最大潜热高度约 4.5 km。对降水云和非降水云的冰、水含量平均垂直廓线分析表明,深厚和中等厚度的降水云中水粒子含量具有相似的平均廓线,最大值(约 0.03 g/m³)位于 4—5 km 高度,降水低云中的水粒子含量最大值(约 0.07 g/m³)位于 4 km 高度;对于非降水云,3 种不同高度的潜热廓线、水和冰粒子含量廓线相似,反映了 TRMM 反演算法对这些参数的反演仍存在缺陷。

关键词:“云娜”台风,热带测雨卫星,降水云,非降水云,潜热。

1 引 言

台风是影响中国的灾害性天气之一,及时准确地预报台风活动强度及路径是防范和减小台风灾害的有效手段^[1-2]。然而,台风活动于洋面,故对它的了解因探测不够而有限。影响台风活动的因子很多,大尺度大气环流形势及海表状况是决定台风活动的重要外因,这是不争的事实;而台风热动力结构,如云水、雨水及相应潜热分布,是决定它活动的重要内因。

利用静止卫星的可见光和红外遥感对云系顶部的探测,可以较好地了解台风云系所表现台风的外观,并能对台风活动路径进行监测和预警。但对台

风云系覆盖下的细节特征,如台风在不同阶段降水强度、云水和雨水的分布及变化,静止卫星的可见光与红外探测能力则有限。而极轨卫星上的微波遥感探测可以弥补静止卫星在这方面的不足。利用美国国防部卫星(DMSP)上的SSM/I(特别微波遥感成像仪),有关学者已对台风云水、雨水等进行了研究,取得很多成果^[3-10]。1997年11月27日美日合作发射的热带测雨卫星(TRMM)较DMSP又取得进步^[11],该卫星携带仪器种类多:测雨雷达(PR)、微波成像仪(TMI)、可见光/红外(VIRS)扫描仪、闪电成像仪(LIS)、云和地球能量辐射计(CERES),使得TRMM成为目前集成化程度最高的气象卫星之一;该卫星轨道高度低:约350 km(2001年8月6日后

* 初稿时间:2006年6月14日;修改稿时间:2006年8月20日。

资助课题:“国家重点基础研究专项经费(2004CB418304)”、“中国科学院知识创新工程重要方向项目基金(ZKXC2-SW-210)”、“国家自然科学基金(40175015,40375018)”、“国家自然科学基金海外杰出青年基金(40428006)”。

作者简介:傅云飞,从事卫星遥感云与降水及气溶胶研究。Email:fyf@ustc.edu.cn

升轨至 400 km),使得这些探测仪器具有很高的空间分辨率。利用 TRMM 对目标物的精细综合探测,有关学者已对热带、副热带的降水云系统的降水结构及其相应的微波信号、可见光与红外信号、闪电强度及位置等进行了分析研究^[12-23],并且进行了云水反演研究^[24]。

本文利用 TRMM 卫星测雨雷达、微波成像仪及红外辐射计探测结果,就 2004 年 8 月影响中国的“云娜”台风降水云与非降水云相应的可见光和红外信号、微波信号、云水、雨水及潜热进行分析,一方面了解这些参量在台风中的分布特征,另一方面为模式模拟结果提供对比依据。

2 资料

本文所用的资料 1B01、1B11、2A25 和 2A12 是 TRMM 资料中心发布的标准产品。它们分别来自 VIRS、TMI 和 PR 探测结果的处理和反演,有关处理和反演方法可参阅文献^[25-27]。1B01 给出的是地表或云顶的可见光反照率和红外辐射温度,其水平分辨率约 2 km。1B11 给出的是气柱中水相和冰相粒子的辐射亮温,其水平分辨率随频率而变化,高频 85 GHz 约 5 km,低频 10.7 GHz 可达 40 km。2A25 给出的是自海平面向上 20 km 的降水率空间分布,其水平分辨率为 4.5 km,垂直分辨率为 250 m。2A12 是基于 TMI 的 5 个通道(中心频率分别为 10.7、19.4、21.3、37.0 和 85.5 GHz,其中 21.3 GHz 为垂直极化,其他 4 通道为水平和垂直双极化)所观测的微波亮温,结合云数值模式(包括 Goddard 积云模式和威斯康星大学非静力模式)和辐射传输模式得到的反演结果。其中降水云水凝物既包括固态和液态的降水粒子,也包括在尺度上更为微小的固态和液态云粒子。GPROF (Goddard Profiling Algorithm) 降水反演算法以 Wilheit 等^[28]的理论为基础,利用微波辐射传输模式、热带海洋全球大气海气耦合响应试验(TOGA COARE)在内的多次大型试验的仿真结果,建立降水云水凝物廓线和相应的大气顶多通道上行亮温的联合数据库,再利用基于贝叶斯(Bayesian)理论的筛选方案,完成对观测亮温的挑选,最终输出对应于特定观测亮温组合的最大概率降水云水凝物廓线,并以此廓线的含水量为基础,给出在一定雨滴降速假设下生成瞬时地表降水率产品。GPROF 算法中云模式的微物理

过程对降水云系统中水凝物的分类采用两相 5 类方案,其中液相包括雨滴和云滴,固相包括雪、霰以及冰晶粒子,最终模式输出结果中的水凝物被简化为 4 类:降水云中的雪和雨滴,云中的冰晶和云滴。GPROF 对最终的降水产品分为对流降水和层云降水两大类。产品在垂直方向上分为 14 层,其水平分辨率约为 7 km × 5 km^[27]。

因同一时刻 TRMM PR、TMI、VIRS 注视的目标不同,且空间分辨率不同,为便于分析,我们利用最小二乘曲面拟合方法对 1B01、1B11、2A25、2A12 进行了匹配融合处理,匹配融合后的资料空间分辨率为 2A25 资料的分辨率,这样可得到 PR 探测的每条降水云廓线相对应云顶的可见光与红外信号、云柱水相和冰相粒子的辐射微波亮温信号。另外本文利用 PR 探测,对降水云与非降水云进行区分,如 PR 探测无降水回波信号,则定义为非降水云或晴空。

3 结果

3.1 台风云系的红外和微波信号特征

2004 年“云娜”台风源于 8 月 6 日西太平洋暖池附近——西行热带低压;8 月 8 日 12 时(UTC)加强为台风,此时中心气压为 996 hPa;8 月 9 日台风开始向西北方向行进,且强度不断增强;8 月 12 日 20 时台风登陆浙江温岭,登陆时最大风速超过 58.7 m/s,中心最低气压为 950 hPa,成为 1956 年以来登陆中国强度最大的台风。8 月 8—12 日 TRMM 卫星共探测到“云娜”台风 8 次,基本涵盖了该台风盛衰生命历程。8 月 8 日 8:39 UTC、8 月 9 日 15:53 UTC、8 月 10 日 8:24 UTC 3 个时刻,TRMM 远红外 10.8 μm 通道、微波 19.4 和 85.5 GHz 水平通道探测的台风云系云顶红外辐射温度、云体微波辐射亮温如图 1 所示。远红外 10.8 μm 通道表明台风中心云顶温度低于 230 K,对应卷云。由于台风眼常被顶部卷云罩遮住,红外辐射温度分布难以反映台风眼的位置,而微波辐射计探测能穿透这些云罩,因此微波亮温能较好地反映台风眼位,如 8 月 10 日 8:24 UTC 19.4 和 85.5 GHz 亮温分布可确定当时台风眼位置(图 1)。此外,还可利用微波不同通道亮温的组合来确定台风眼位置(图 1),图 2 是利用 NDD(归一化非极化度)、PD₁₉(19.4 GHz 垂直极化与水平极化亮温差)和 PCT₈₅(85.5 GHz 修正极化亮温)给出的台风眼位置,分别为:21.71 N、

127.53°E (NDD), 21.53°N、127.65°E (PD₁₉), 21.80°N、127.43°E (PCT₈₅), 它们之间相差甚小, 表明这 3 个参数可清晰的定出台风眼位置。根据微波遥感原理, TMI 19.4 GHz 主要表现云中水粒子的发射辐射, 水粒子越多, 则该通道亮温越高; 而 85 GHz 亮温取决于云中冰相粒子的散射信号强弱, 冰相粒子越多, 则该通道亮温越低^[29-30]。因此, 从图 1 中 19.4 和 85 GHz 亮温分布可以看到, 冰、水粒子非均匀、非对称地分布在台风眼壁云墙中, 且云墙中的冰、水粒子大体成正比, 即 19.4 GHz 亮温高于

258 K 区域对应 85 GHz 亮温低于 225 K 区域, 这反应了台风眼壁云墙对流活动旺盛特点。此外, 图 1 还表明随着台风更加成熟, 台风眼越明显。

PR 测得上述 3 个时次的海表附近降水强度分布如图 3 所示。由于 PR 探测的宽度仅 220 km, 所以图 3 中的轨道宽度比图 1 中 VIRS 和 TMI 窄。图 3 表明 3 个时刻的台风云系下的降水呈非均匀、非对称分布, 且可看到云墙强降水、内螺旋和外螺旋块状强降水中心(如 8 月 10 日 8:24 时所示)。对照图 1 和图 3, 我们可以找出海表雨强与云顶红外辐

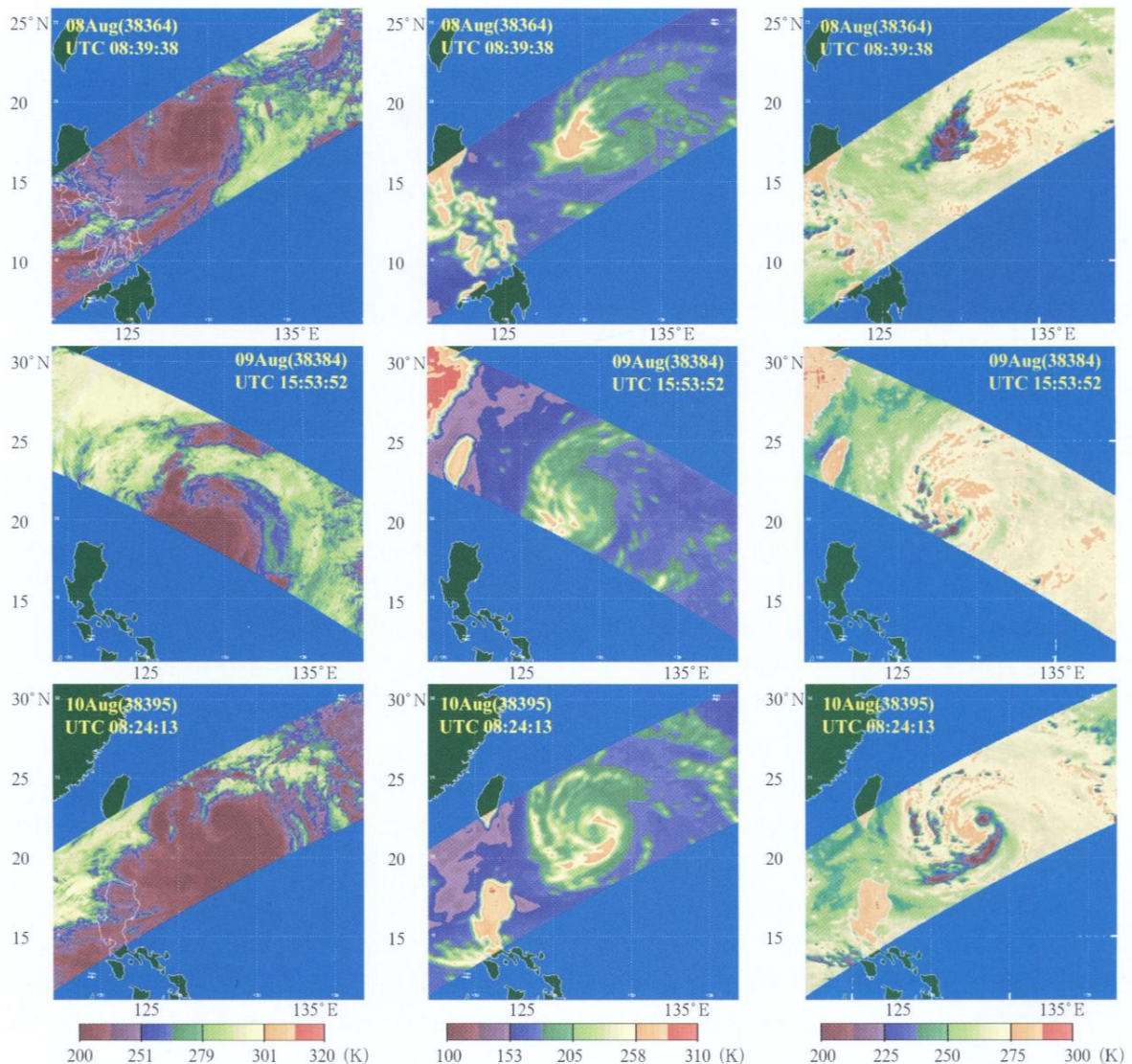


图 1 2004 年 8 月 8—10 日 TRMM 远红外 10.8 μm 通道、微波 19.4 和 85.5 GHz 水平通道探测的红外辐射温度、云体微波辐射亮温(从左至右)

Fig. 1 Infrared temperature at channel 10.8 μm , microwave brightness temperatures of horizontal polarization at channels 19.4 GHz and 85.0 GHz at 8:24 UTC on 8 - 10 Aug, 2004 displayed from left to right panel, respectively

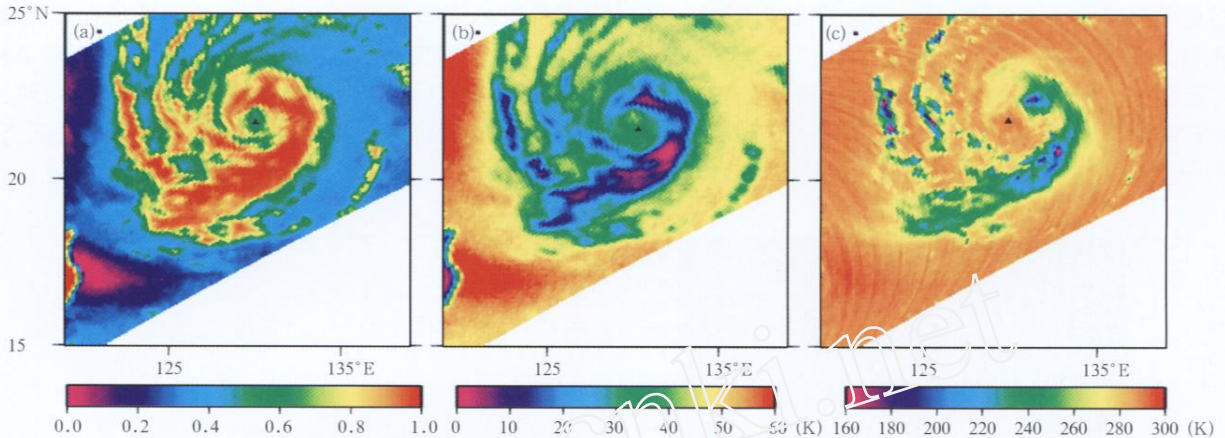


图 2 NDD、PD₁₉和 PCT₈₅给出的 8 月 10 日 8:24(UTC) 台风眼位置

Fig. 2 The center position of typhoon Ranan at 8:24 UTC on 10 Aug, 2004 from left to right panel given by methods of NDD, PD₁₉ and PCT₈₅, respectively

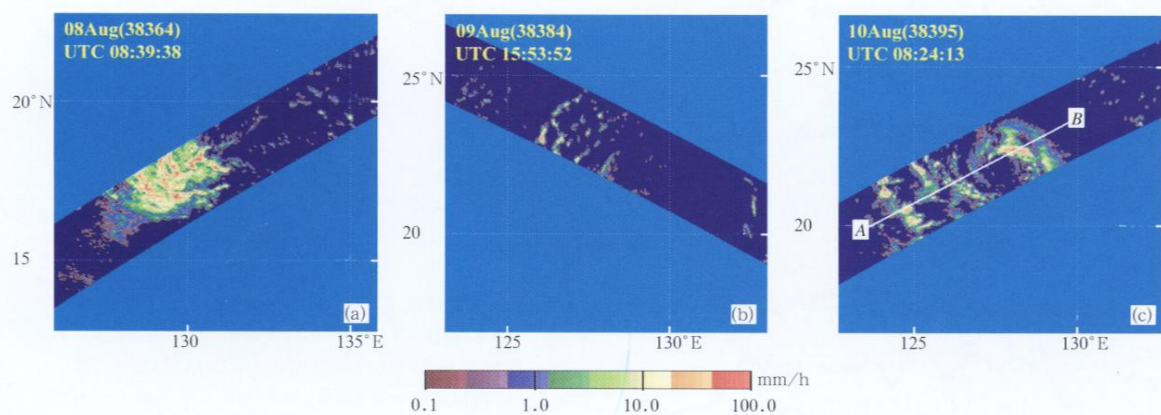


图 3 PR 测得的 2004 年 8 月 8—10 日 (a、b、c) 海表附近降水强度分布

Fig. 3 Distributions of rain rate near sea surface derived from PR observations at 08:39 UTC on 8 August (a), 15:53 UTC on 9 August (b), and 08:24 UTC on 10 August (c), 2004, respectively

射温度及微波辐射亮温的关系,这也是利用红外信号及微波信号反演地表附近降水的基础^[31]。为更好揭示他们之间的关系,图 4 给出沿台风中心剖面(位置如图 3 AB 直线所示)降水率、可见光、红外和微波信号分布。图 4a 中的降水率沿 AB—高度剖面的分布表明,台风眼壁降水云墙高耸,雨顶(Storm Top)最大高度可达 15 km,最大降水率自海表向上至 5 km 分布,降水云墙稍向眼区外倾斜,而眼区无降水;眼壁外的螺旋云带上的降水率分布不均,且强度较眼壁云墙上的小,雨顶出现的最大高度也低(在 10 km 左右)。沿剖面的近海表降水率(图 4b)表明除眼壁云墙有强降水外,螺旋云带上也

有次强降水,这些降水沿 AB 相间分布,充分体现了台风降水非均匀分布特点。而这些特点常被台风顶部高云罩住,故在红外云图上是无法详细表现出来的。

从图 4c、4d 中的可见光与红外信号可以看到,云墙及螺旋云带降水对应的反照率均超过 70%,海表强降水对应的超过 80%,说明这些降水为对流性质^[31];非降水区的反照率为 40%至 60%,大体对应层云或卷层云,如眼区的反照率约 74%,大体对应卷层云,且下部可能还有低云。近红外 1.6 μm 沿剖线的变化不甚强烈,表明沿剖线云中相态分布较均匀,但信号的相对低值也说明在均匀相态分布中

存在相对多的冰相区域(如 128 °E 附近强对流区顶部和 125 °E 附近的层云顶部)。中红外(3.75 μm)与远红外(10.8 μm 和 12 μm)沿剖面变化表明,眼壁云墙附近的强对流降水云上部存在较多的小粒子,因为这里的中红外和远红外温度较其他位置低,

表明强对流非常深厚(此处的可见光反照率也较大)。对照可见光与远红外变化可以发现,两者呈相反变化趋势。在眼区及眼壁云墙位置,可见光的反照率大,而远红外温度却很低,表明这里云顶高、云顶附近粒子小。

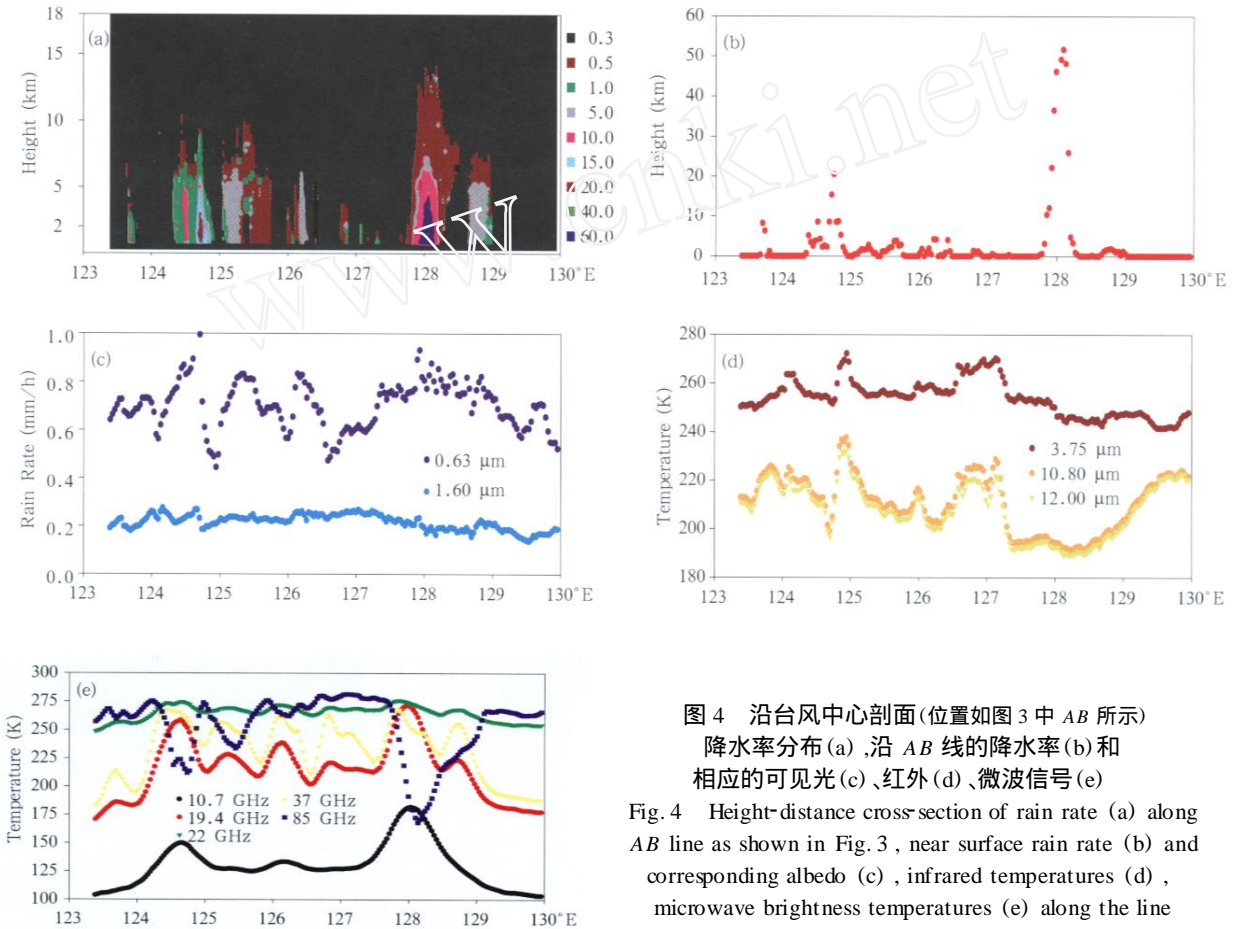


图 4 沿台风中心剖面(位置如图 3 中 AB 所示)降水率分布(a),沿 AB 线的降水率(b)和相应的可见光(c)、红外(d)、微波信号(e)

Fig. 4 Height-distance cross-section of rain rate (a) along AB line as shown in Fig. 3, near surface rain rate (b) and corresponding albedo (c), infrared temperatures (d), microwave brightness temperatures (e) along the line

沿剖面 TMI 水平极化微波信号(仅 22 GHz 为垂直极化)如图 4e 所示,可以看到 10.7 和 19.4 GHz 对降水有很好的响应,表现为两通道在眼壁云墙及螺旋云带强降水位置有相对高的辐射亮温;因水平分辨率较高,故 19.4 GHz 变化更为细致,而 10.7 GHz 对强降水的指示性则更好;22 GHz 辐射亮温变化较为平缓,在强降水区其值相对稍高;37 GHz 通道表明了云中冰相和水相的辐射与发射强弱,沿剖面该通道辐射亮温变化剧烈,从图中对应关系看,强降水区对应该通道相对高亮温值,而非降水区(如眼区)其值较低;对于 85 GHz 通道,其低亮温值位置与强降水区有很好的对应关系,这是因为强降水区一般对应强对流活动,

云中冰相粒子多,散射信号强。

3.2 降水云与非降水云微波亮温及潜热

King 等^[32]曾利用远红外 10.8 和 12.6 μm 辐射温度之差与 10.8 μm 辐射温度之间的关系,对卷云中球形粒子的光学厚度、云滴有效半径进行了理论计算和分析,发现这两个通道辐射温度之差随 10.8 μm 辐射温度的变化可以很好地反应云顶高度与光学厚度、云滴有效半径之间的变化规律(图 5),当云顶较高、光学厚度和粒子都较大时(即云很深厚),这两个通道辐射温度差值越小。这种规律在降水云与非降水云中是否存在何种差异,还尚未知晓。这里利用 TRMM PR 对降水云与非降水云的直接区

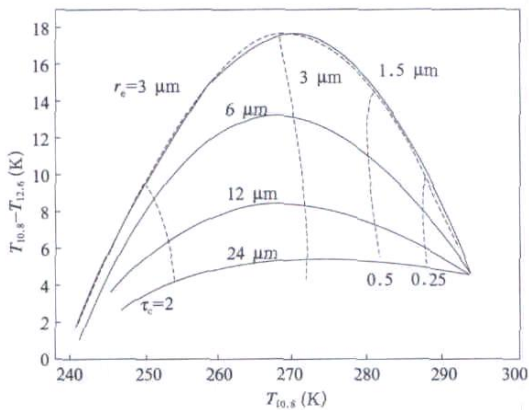


图 5 卷云中球形粒子情况下,10.8 和 12.6 μm 辐射温度差与 10.8 μm 辐射温度、粒子有效半径、光学厚度之间的理论计算关系^[32]

Fig. 5 Theoretical relationship of brightness temperature differences between 10.8 μm and 12.6 μm as a function of the corresponding brightness temperature at 10.8 μm for high-level (cirrus) spherical ice crystal clouds, effective radius, and optical thickness^[32]

分,以下分析该台风云系中降水云与非降水云微波亮温及潜热特点。

根据 TRMM PR 与 VIRS 匹配融合处理结果和 TRMM PR 对降水云与非降水云的区分,我们计算了每个像素的 10.8 与 12 μm 通道辐射温度差,并类似于图 5,图 6 给出了这两类云像素在辐射温度差 (y 轴) 与 10.8 μm 辐射温度 (x 轴) 坐标中的分布,图 6a 和 b 是 8 日 8:39 UTC 时次结果,图 6c 和 d 为 6 个时次统计结果,表明单一时次与 6 个时次统计结果极为相似,说明“云娜”台风在发展过程中降水云与非降水云各自遵从各自固有的规律。如以远红外 $T_{B10.8}$ 将云顶高度分为 3 类(表 1),并对 $T_B < 4$ (其中 $T_B = T_{B10.8} - T_{B12}$) 的云进行统计,则图 6c 表明大部分降水云 (79%) 非常深厚(即为高云),而中等厚度云(中云)和低云降水仅分别占 10.6% 和 10.4%。而图 6d 表明非降水高云占 34.1%,中云占

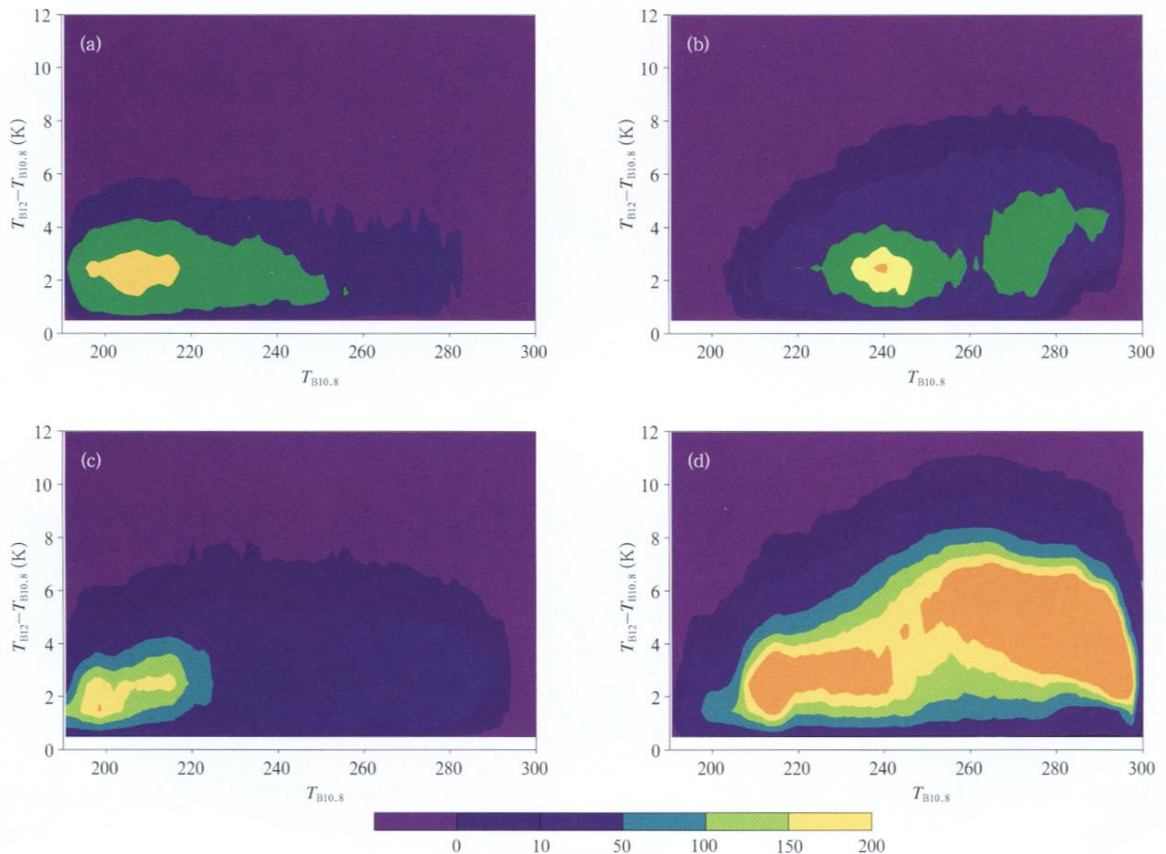


图 6 两类云像素在辐射温度差 (y 轴) 与辐射温度 (x 轴) 坐标中的分布

(a,c 为降水云,b,d 为非降水云,a 和 b 为 8 月 8 日 8:39 UTC 个例统计结果,c 和 d 为 6 个时次统计结果)

Fig. 6 Pixel distributions as a function of the brightness temperature difference (the ordinate) between channels 10.8 μm and 12 μm and the brightness temperature at channel 10.8 μm (the abscissa) for precipitating clouds (a,c) and nonprecipitating clouds (b,d) (The contours indicate the quantity of pixels)

表 1 3 类降水云与非降水云的比例和样本数量(括号中)
Table 1 Percentages and sample numbers in bracket of the three types of precipitating and non-precipitating clouds

	高云		中云		低云		晴空
	$T_{B10.8} > 250 \text{ K}$	$250 \text{ K} < T_{B10.8}$	$270 \text{ K} < T_{B10.8}$	$270 \text{ K} < T_{B10.8}$	295 K	$295 \text{ K} < T_{B10.8}$	
降水云	79 % (11951)	10.6 % (1607)	10.4 % (1564)				
非降水云	34.1 % (18926)	16.7 % (9248)	45.5 % (25204)			3.7 % (2067)	

16.7%, 低云比例最大, 占 45.5%; 另外, 晴空仅占 3.7%。由此可见, “云娜”台风降水云主要以深厚云形式出现, 而非降水云则以低云和高云形式出现。另外, 图 6 中表明大部分降水云的 T_B 小于 6 K; 非降水云的 T_B 可超过 8 K, 特别是非降水中、低云 T_B 分布较宽。根据 King 的结果, T_B 越小, 则云中粒子越大, 因此, 降水云中大粒子多, 而非降水云中粒子有效半径的变化大, 尤其是中等厚度非降水云。

对于这两大类云, 其厚度不同, 它们的微波信号也表现出较大的差异。图 7 是两大类不同高度云 19.4 GHz 与 85 GHz 水平极化通道之间的关系。对于非降水云(图 7a) 3 种不同高度云 19.4 GHz 与 85 GHz 之间关系基本相似, 随着 19.4 GHz 亮温升高(即云中

含水量增加), 85 GHz 亮温也升高(即云中含冰量减少), 即非降水云中冰、水含量成反比, 不论是低云、中云还是高云(非降水低云中出现较低的 85 GHz 亮温现象, 还有待研究)。而对降水云(图 7b), 3 种云的这种关系与非降水云相差甚大, 并且这种关系在 3 种不同高度的降水云之间也表现出较大的差异: 对深厚的降水云(高云), 19.4 GHz 亮温升高时, 85 GHz 亮温降低, 即深厚降水云中冰、水含量成正比, 这与 Fu 和 Liu^[12] 的热带降水云中冰、水含量的研究结果一致; 而对中云和低云降水, 随着 19.4 GHz 亮温升高或降低, 85 GHz 亮温变化范围甚小。由此可见, 降水的中云和低云中冰的含量少且相对稳定, 而液态水含量相对变化大。

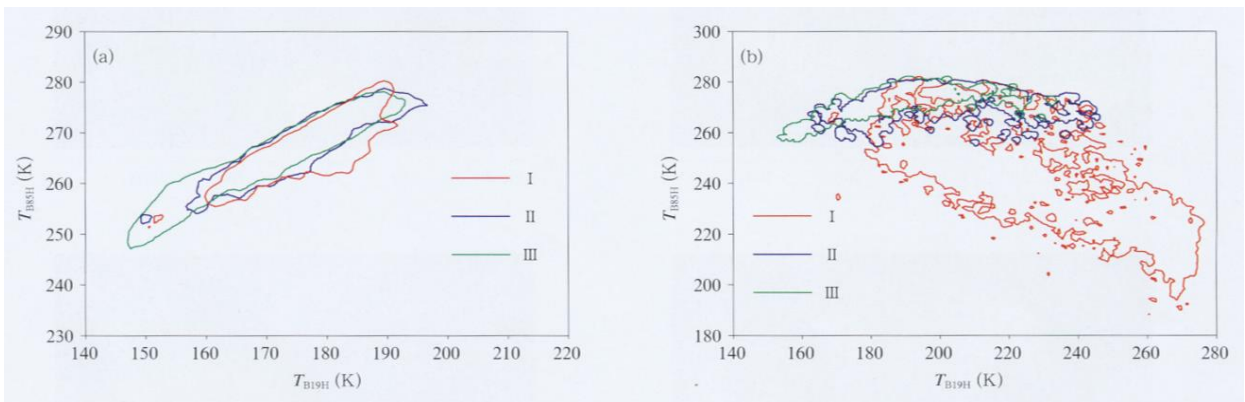


图 7 不同高度降水云(a)与非降水云(b)的 19.4 GHz 与 85 GHz 之间关系
(为高云; 为 中云; 为低云)

Fig. 7 Relationships of microwave brightness temperature between 19.4 GHz and 85 GHz for precipitating clouds (a) and non-precipitating clouds (b) for high (), moderate () and low () clouds

3 种不同高度非降水云与降水云的潜热垂直廓线如图 8 所示, 降水云潜热廓线表明, 深厚降水云的潜热释放在对流层中上部(3 km 以上), 最大潜热高度约 4.5 km, 潜热值近 1.5 J/d , 而在对流层底层, 大气放出热量。这表明深厚降水云的冻结、凝结过程主

要发生在对流层中上部; 在对流层下部, 水粒子在下降过程中将发生蒸发吸热过程。深厚降水云的潜热廓线与 Tao^[33] 的深厚对流降水潜热结构稍有差别。中云和低云降水潜热廓线表现了潜热的两层结构, 最大潜热高度分别出现在约 4 km 和 1.5 km 高度, 且低

云降水在1.5 km高度的潜热值大于1.5 /d。由此可见,这3种不同高度降水云的潜热对大气热力作用高度不同,即它们对局部大气环流的热力作用存在大的差异。为此,模式中的热力过程是否能周全地考虑上述特点,将影响对台风结构的模拟及路径的预报。对于非降水云,3种不同厚度云的潜热廓线外形相

似,潜热释放高度位于3 km以上,其下为负潜热,且潜热量级较降水云小1个数量级。值得注意的是,非降水云潜热廓线似乎与云顶高度无关,这可能反映了Goddard积云模式不能很好地表现非降水云的冰、水及潜热结构的弱点。为此,还需要深入研究非降水云潜热结构的特点。

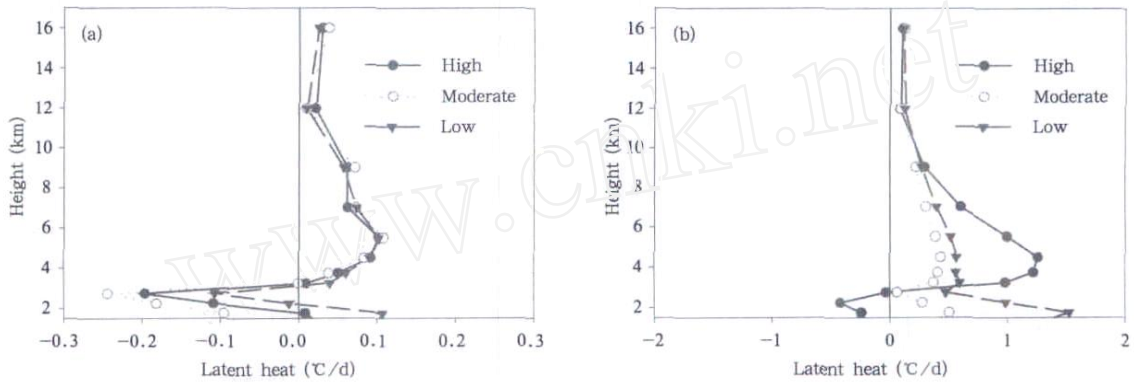


图 8 不同高度非降水云(a)与降水云(b)的潜热垂直廓线

Fig. 8 Latent heat profiles of non-precipitating clouds (a) and precipitating clouds (b) for high, moderate and low clouds, respectively

Rodgers 等^[34-35]利用SSM/I对飓风“Opal”的潜热研究表明,飓风中的潜热在开始加强和衰亡期间存在循环现象,在开始加强时期,飓风眼壁云墙对流层中上部存在大量潜热,使眼壁云墙获得浮力,从而为系统发展提供动能。TMI探测结果反演的8个

时次台风潜热水平分布如图9所示(图中点实线为“云娜”台风路径,实线上的红三角为当时台风中心位置),可以看到最大潜热(达4 /d以上)也位于台风眼壁云墙位置,且非均匀分布,螺旋云带上潜热相对弱。图9还表明,台风初期的潜热分布(或云团

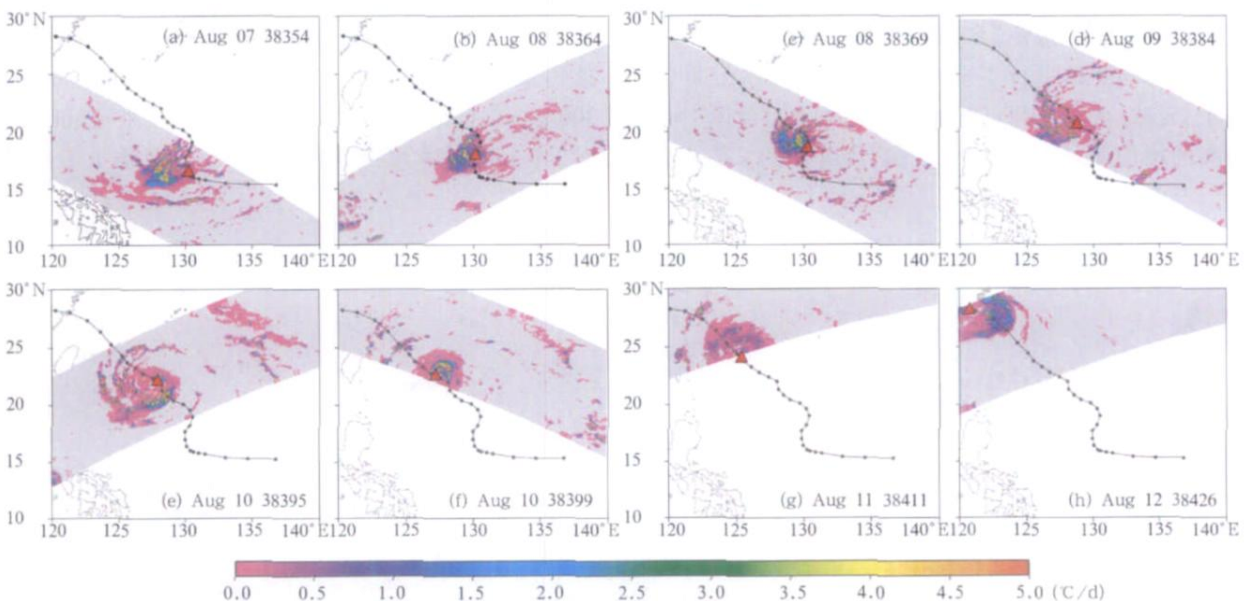


图 9 TMI探测结果反演的8个时次台风潜热水平分布

Fig. 9 Distributions of the typhoon latent heat at 8 cases retrieved from the TMI observation data

分布)宽广,随着台风的成熟和加强,因强烈的旋转效应,台风中心范围收缩(如图中8月12日,台风登陆前),甚至脱离螺旋云带(如2005年的“泰利”台风后期),这也表明向台风中心的水汽输送减弱,意味着台风开始进入衰减期。台风潜热分布对台风路径有多大的影响尚须研究。

为了解潜热沿台风中心径向分布情况,图10为6个时次合成的台风中心向外同心环平均的降水

率和气柱总潜热的径向分布,表明降水率和总潜热自台风云墙向外减小。另外,在台风形成前期(8月7日和8日即轨道38354和38364)的低压中心附近的降水率和气柱总潜热比随后时次均大,说明降水释放潜热对“云娜”台风形成起到非常重要的作用,这一结果与Rodgers等的结果相似。随着台风的成熟,降水率和气柱总潜热沿台风径向分布趋于稳定。

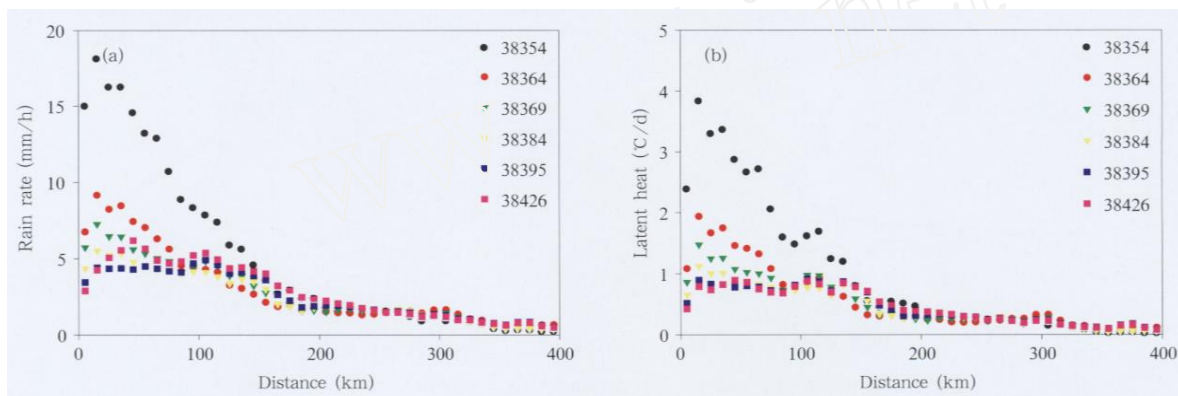


图10 由台风中心向外同心环平均的降水率(a)和气柱总潜热(b)径向分布

Fig. 10 Radial distributions of rain rate (a) and total latent heat in air column (b) averaged over the concentric annulus from the typhoon center

3.3 云水、冰水和雨水分布

Cecil等^[36-37]对45个飓风的雷达反射率、被动微波的散射信号及闪电信号进行了统计分析,指出飓风降水云系中冰相粒子与闪电分布的关系。何会中等对2003年“鲸鱼”台风中水粒子廓线随与台风中心距离的变化进行了研究,指出台风降水云系中云水、云冰、可降水和可降冰含量都随着与台风中心距离的增加而减少。对于“云娜”台风,图11是6个

时次沿该台风中心向外同心环平均的气柱总云水和云冰的径向分布,两者均表明台风眼区的冰、水含量也较低,除台风形成前(8月7日)外,眼区的冰、水含量平均为 120 g/m^2 和 200 g/m^2 ;眼区向外两者在云墙及其外部附近(距台风眼40 km至140 km范围)达到最大值,最大值冰、水含量接近 200 g/m^2 和 300 g/m^2 ;随后云冰和云水向外分别减小至300 km和340 km,基本维持稳定于 40 g/m^2 。总体上沿台风

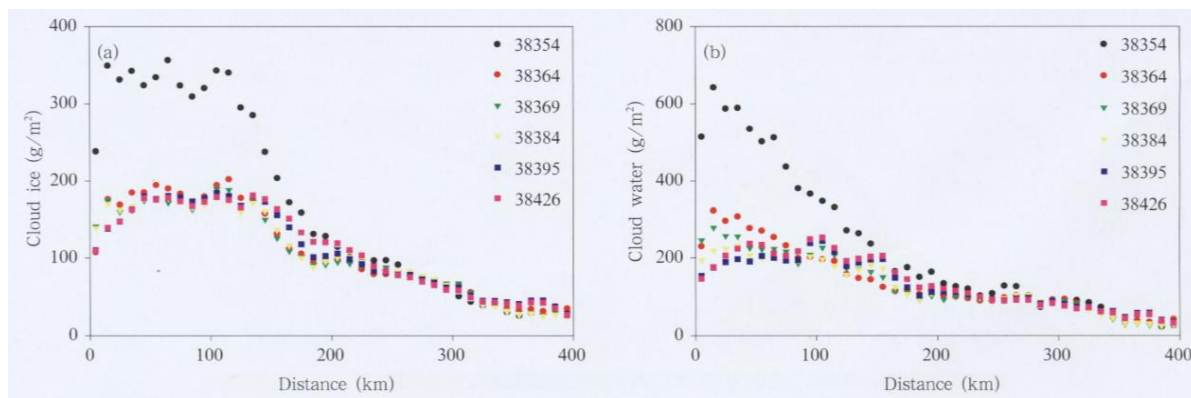


图11 沿台风中心向外同心环平均的气柱总云水(b)和云冰(a)径向分布

Fig. 11 Radial distribution of cloud ice (a) and cloud water paths in air column (b) averaged over the concentric annulus from the typhoon center

径向的气柱平均含水量比含冰量高出一倍。与图 10 中的降水和气柱总潜热径向分布一样,云水和云冰沿台风径向分布也表明台风生成前和初期,其中心附近存在大量冰、水粒子,可能是这些大量粒子相变释放潜热产生“暖心”,促进台风形成。

根据前面对不同高度降水云和非降水云的分类,图 12 和 13 分别给出了不同高度两类云中冰、水粒子含量的平均垂直廓线,降水云水粒子含量平均廓线表明中云和高云具有相似的平均廓线,最大值位于 4—5 km (约 0.03 g/m^3),这一高度向上水粒子含量快速减小,而向下则缓慢递减;低云中的水粒子含量在 5 km 高度以下极为丰富,其最大值约 0.07 g/m^3 ,位于 4 km 高度,自此一高度向上和向下,水粒子含量均迅速减小。由此可见,“云娜”台风

云系较低的降水云中含水量丰富。对于非降水云,3 种不同高度云的水粒子含量廓线相差无几,且形状相似,最大值不超过 0.015 g/m^3 ,位于 2—3 km 高度,这再次反映了 Goddard 积云模式中对非降水云、冰水结构处理的缺陷。

冰粒子含量的平均廓线(图 13)表明深厚降水云上部(8 km 以上)存在大量冰粒子,其最大值(0.03 g/m^3)位于 9 km 高度;中云与低云上部的冰粒子相对较少,且两者的平均廓线相近,最大值也位于 9 km 高度,且不超过 0.015 g/m^3 ;降水低云上部存在冰相粒子的原因,有待细究,很可能是 TRMM 反演算法存在问题。6 km 高度以下,3 种厚度的降水云中均不存在冰相粒子。对于 3 种不同高度的非降水云,其冰粒子平均廓线形式十分相近,且与降水云的廓线形

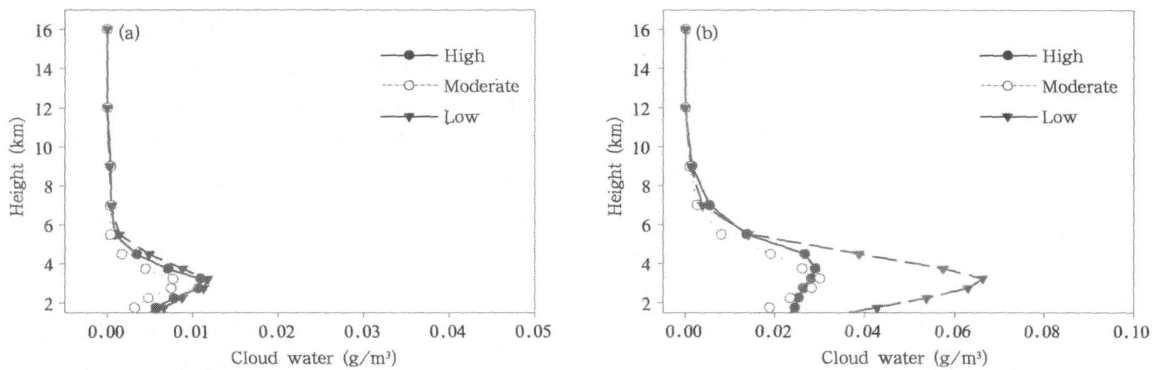


图 12 不同高度两类云中水粒子含量的平均垂直廓线(a. 非降水云, b. 降水云)

Fig. 12 Mean vertical profiles of cloud water content for non-precipitation clouds (a) and precipitation clouds (b) for high, moderate, and low clouds, respectively

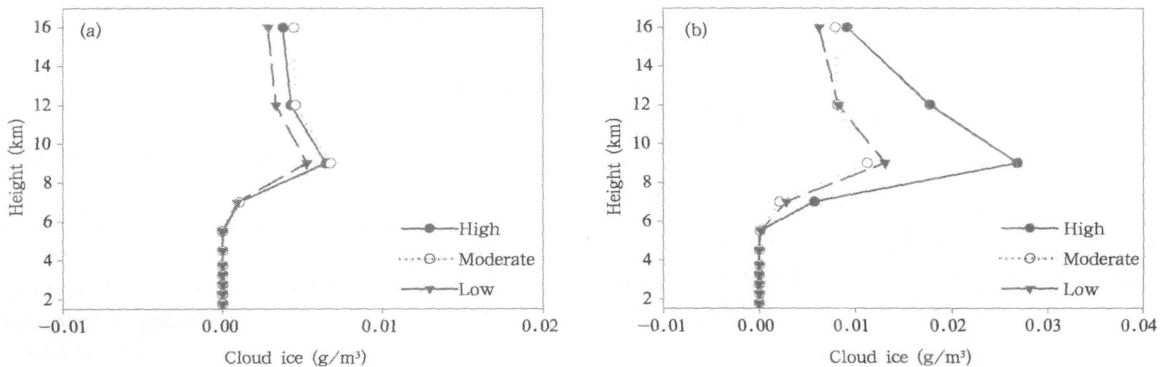


图 13 不同高度两类云中冰粒子含量的平均垂直廓线(a. 非降水云, b. 降水云)

Fig. 13 Mean vertical profiles of cloud ice content for non-precipitation clouds (a) and precipitation clouds (b) for high, moderate, and low clouds, respectively

状也相似,但冰粒子含量低(最大值 0.01 g/m^3)。图12和13中降水云和非降水云的冰、水粒子含量平均垂直廓线,反映了Goddard积云模式中对降水云和非降水云中冰、水结构处理的特点和不足,如对中、低云的处理尚不能如人意,还有待研究。

4 结论

本文根据TRMM资料中心发布的标准产品数据1B01、1B11、2A25和2A12,在对这些数据进行匹配融合处理后,利用TRMM PR探测对降水云与非降水云的区分,就2004年8月影响中国的“云娜”台风降水云与非降水云相应的可见光和红外信号、微波信号、云水、雨水及潜热进行了分析研究,以了解台风中降水云与非降水云的差异,并为模式模拟结果提供对比依据。

微波信号表明,台风眼壁云墙位置的冰、水粒子非均匀、非对称地分布,且冰、水粒子大体成正比,反应了台风眼壁云墙对流活动旺盛特点;可见光信号表明,云墙及螺旋云带降水云对应的反照率大多超过70%,海表强降水相应的超过80%,说明这些降水为对流性质;非降水区的反照率为40%至60%,大体对应层云或卷层云;红外信号表明,近红外 $1.6\text{ }\mu\text{m}$ 辐射温度变化不强烈,中红外($3.75\text{ }\mu\text{m}$)与远红外($10.8\text{ }\mu\text{m}$ 和 $12\text{ }\mu\text{m}$)对强对流降水云有非常好的指示;眼区及眼壁云墙位置可见光与远红外通道呈相反变化,指示了那里云顶高、云粒子小的特性;微波19.4、37和85 GHz水平极化通道对“云娜”台风云系变化响应明显,22 GHz垂直极化通道辐射亮温变化平缓。

降水云与非降水云的统计分析表明,“云娜”台风在发展过程中,这两大类不同高度的云各自遵从各自固有的规律,即大部分降水云(79%)非常深厚,中等厚度云和低云降水仅分别占10.6%和10.4%;非降水高云占34.1%,中云占16.7%,低云比例最大,为45.5%;降水云中大粒子多,非降水云中粒子有效半径的分布宽。微波信号表明,不论是非降水的中云还是高云,云中冰、水含量成反比;对深厚降水云,云中冰、水含量成正比,而对降水的中云,云中冰的含量少且相对稳定,而液态水含量变化大。

分析表明在台风形成前期的低压中心附近降水率和气柱总潜热比随后时次均大,说明降水释放潜热对“云娜”台风形成起到非常重要的作用;随着台风的成熟,降水率和气柱总潜热沿台风径向分布趋于稳

定。气柱总云水和云冰沿台风径向分布表明台风眼区的冰、水含量也较低,平均为 120 g/m^2 和 200 g/m^2 ;眼区向外,两者在云墙及其外部附近达到最大值,分别为 200 g/m^2 和 300 g/m^2 ;随后云冰和云水向外减小,最后在台风外围基本维持稳定于 40 g/m^2 。总体上沿台风径向的气柱平均含水量比含冰量高出一倍。结果还表明在台风生成前和初期,其中心附近存在大量冰、水粒子,可能是这些大量粒子相变释放潜热产生“暖心”,促进台风形成。

潜热垂直廓线表明,深厚降水云的潜热释放在对流层中上部(3 km以上),最大潜热高度约4.5 km,潜热值近 1.5 J/d ,而在对流层底层,大气付出热量;中云和低云降水潜热廓线表现了潜热的两层结构,最大潜热高度分别出现在约4 km和1.5 km高度,且低云降水在1.5 km高度的潜热值大于 1.5 J/d 。冰、水粒子含量的平均垂直廓线表明,降水的中云和高云水粒子含量具有相似的平均廓线,最大值(约 0.03 g/m^3)位于4—5 km,这一高度向上水粒子含量快速减小,而向下则缓慢递减;降水低云中的水粒子含量在5 km高度以下极为丰富,其最大值约 0.07 g/m^3 ,位于4 km高度,自这一高度向上和向下,水粒子含量均迅速减小。由此可见,“云娜”台风云系较低的降水云中含水量多。

对于非降水云,可能是在用Goddard积云模式反演过程中未用红外信号对云顶高度进行约束,致使3种不同高度非降水云的潜热廓线、水和冰粒子含量廓线相差无几。同样情况也发生在中、低降水云冰粒子含量廓线情形中。这反映了Goddard积云模式中对降水云和非降水云中冰、水结构的处理不尽人意。

参考文献

- [1] 陈联寿, 罗哲贤, 李英. 登陆热带气旋研究的进展. 气象学报, 2004, 62(5): 541-549
- [2] 陈联寿, 孟智勇. 我国热带气旋研究十年进展. 大气科学, 2001, 25(3): 420-432
- [3] Shi J J, Chang S, Raman S. Impact of assimilations of dropwindsonde data and SSM/I rain rates on numerical predictions of hurricane Florence(1988). Mon Wea Rev, 1996, 124(7): 1435-1448
- [4] Krishnamurti T N, Bedi H S, Ingles K. Physical Initialization Using SSM/I Rain Rates. Tellus, 1993, 45A(4): 247-269
- [5] Rao G V. Some characteristics of typhoons as revealed by the recent SSM/I microwave radiometry. Natural Hazards, 1994, 9(1-2): 17-35

- [6] Alliss R J, Sandlin G D, Chang S W, Raman S. Applications of SSM/I data in the analysis of hurricane Florence (1988). *J Appl Meteor*, 1993, 32(10): 1581-1591
- [7] Liu G, Curry J A, Weadon M. Atmospheric water-balance in typhoon Nina as determined from SSM/I satellite data. *Meteor Atmos Phys*, 1994, 54(1-4): 141-156
- [8] Peng M S, Chang S W. Impacts of SSM/I retrieved rainfall rates on numerical prediction of a tropical cyclone. *Mon Wea Rev*, 1996, 124(6): 1181-1198
- [9] Jung T, Ruprecht E, Wagner F. Determination of cloud liquid water path over the oceans from Special Sensor Microwave/ Imager (SSM/D) data using neural networks. *J Appl Meteor*, 1998, 37(8): 832-844
- [10] 游然, 许健民, 张文建. 用 SSM/I 微波遥感图像分析海上台风的螺旋云带. *气象学报*, 2002, 60(4): 477-485
- [11] Simpson J, Adler R F, North G R. A proposed tropical rainfall measuring mission (TRMM) satellite. *Bull Amer Meteor Soc*, 1988, 69: 278-295
- [12] Fu Y, Liu G. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data. *J Appl Meteor*, 2001, 40: 2130-2143
- [13] Liu G, Fu Y. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. *J Meteor Soc Japan*, 2001, 79: 131-143
- [14] Fu Y, Liu G. Precipitations in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. *J Meteor Soc Japan*, 2003, 81(6): 1353-1369
- [15] 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
- [16] 傅云飞, 宇如聪, 徐幼平等. TRMM 测雨雷达和微波成像仪对两个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究. *气象学报*, 2003, 61(4): 421-431
- [17] 姚展予, 李万彪, 朱元翥等. 用 TRMM/TMI 估算 HUBEX 试验区的云中液态水. *气象学报*, 2003, 61(1): 116-121
- [18] 姚展予, 李万彪, 朱元翥等. 用 TRMM 卫星微波成像仪遥感云中液态水. *应用气象学报*, 2003, 14(增刊): 19-26
- [19] 丁伟钰, 林爱兰. GMS5 多通道数据与 TRMM 资料估测华南地区热带气旋降水. *热带气象学报*, 2003, 19(增刊): 74-80
- [20] 郑媛媛, 傅云飞, 刘勇等. 热带降水测量卫星对淮河一次暴雨降水结构与闪电活动的研究. *气象学报*, 2004, 62(6): 790-802
- [21] 李锐, 傅云飞, 赵萍. 热带测雨卫星的测雨雷达对 97/98 年 El Niño 后期热带太平洋降水结构的研究. *大气科学*, 2005, 29(2): 225-235
- [22] 李锐, 傅云飞. GPCP 和 TRMM PR 热带月平均降水的差异分析. *气象学报*, 2005, 63(2): 146-160
- [23] Li R, Fu Y. Tropical precipitation estimated by GPCP and TRMM PR observations. *Adv Atmos Sci*, 2005, 22: 852-864
- [24] 王雨, 傅云飞, 刘国胜. 热带测雨卫星 TMI 探测结果对非降水云液态水路径的反演方案研究. *气象学报*, 2005, 64(4): 443-452
- [25] Iguchi T, Meneghini R. Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. *J Atmos Oceanic Tech*, 1994, 11: 1507-1516
- [26] Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. *Pro. 8th URSI Commission F Open Symp.* 1998, Avenir, Portugal, 134-146
- [27] Kummerow C, Barnes W, et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J Atmos Ocean Tech*, 1998, 15: 809-817
- [28] Wilheit T T, Chang A T C, Rao M S V, et al. Satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over oceans. *J Appl Meteor*, 1977, 16: 551-560
- [29] Petty G W. Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indexes. *Meteor Atmos Phys*, 1994, 54(1-4): 79-99
- [30] Petty G W. Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part II: Algorithm implementation. *Meteor Atmos Phys*, 1994, 54(1-4): 101-121
- [31] 陈渭民, 夏浣清, 陈光宇. *卫星气象学*. 北京: 气象出版社, 2003: 421pp
- [32] King M D, Kaufman Y J, Menzel W P, et al. Remote sensing of cloud, aerosol and water vapor properties from Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1992, 30: 2-27
- [33] Tao W K, Simpson J, Adler R F. Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent heat release: Their applications for TRMM. *J Meteor Soc Japan*, 1993, 71: 685-700
- [34] Rodgers EB, Olson W S, Karyampudi V M, et al. Satellite-derived latent heating distribution and environmental influences in hurricane Opal (1995). *Mon Wea Rev*, 1998, 126(5): 1229-1247
- [35] Olson W S, Kummerow C D, Hong Y, et al. Atmospheric latent heating distributions in the tropics derived from satellite passive microwave radiometer measurements. *J Appl Meteor*, 1999, 38(6): 633-664
- [36] Cecil D J, Zpser E J. Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part II: Intercomparison of observations. *Mon Wea Rev*, 2002, 130(4): 785-801
- [37] Cecil D J, Godman S J, Boccippio D J, et al. Three years of TRMM precipitation features. Part I: Radar, radiometric, and lightning characteristics. *Mon Wea Rev*, 2005, 133(3): 543-566

CHARACTERISTICS OF PRECIPITATING AND NON-PRECIPITATING CLOUDS IN TYPHOON RANAN AS VIEWED BY TRMM COMBINED MEASUREMENTS

Fu Yunfei^{1,2} Liu Dong¹ Wang Yu¹ Yu Rucong³ Xu Youping² Cheng Rui²

1 School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

2 Institute of Atmospheric Physics, CAS, Beijing 100029

3 China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract

Characteristics of infrared temperatures, microwave brightness temperatures, cloud ice/liquid water, rain water and latent heat for precipitating and non-precipitating clouds in typhoon Ranan occurred in the northwest Pacific Ocean in August 2004 is investigated through matching and merging data measured by TRMM PR, TMI and VIRS. Statistics show that precipitating clouds of higher top ($T_{B10.8} > 230$ K), moderate top (250 K $< T_{B10.8} < 270$ K) and lower top (295 K $< T_{B10.8}$) occupy about 79%, 10.6% and 10.4%, respectively, in total precipitating pixels in contrast to 34.1%, 16.7% and 45.5% of corresponding the three cloud tops for non-precipitating clouds. Based on the relationship of both 10.8 and 12.0 μm channels, results indicate dominant much large size cloud droplets in precipitating clouds. On the contrary, the effective radius of cloud droplets in non-precipitating clouds ranges in a much wider size spectrum. The relationship between TMI 19.4 GHz and 85 GHz suggests that cloud ice content is proportional to cloud liquid water content within deeper precipitating clouds. Within moderate precipitating clouds, cloud ice content is relatively stable but cloud liquid water content varies greatly. While within deeper and moderate non-precipitating clouds, cloud ice content shows inverse proportion to cloud liquid water content. By analyzing on rain rate, column latent heating, column cloud water and ice water along radial of the typhoon, it is found that rain rate and total latent heat in column in the vicinity of depression center are greater before the depression development into typhoon, which suggests an important role of the latent heat release in Ranan typhoon coming into being. During development of the typhoon, rain rate and total latent heat in column decrease from the eye-wall towards the outer along radial. After the mature stage of typhoon, both of them become stable along the radial. Moreover, latent heating profiles display that the latent heat within deeper precipitating clouds releases in the middle and up troposphere above 3 km. The maximum latent heating level is at 4.5 km height. Analysis of cloud ice content and cloud liquid water content profiles for precipitating clouds indicates similar profiles of cloud water content between moderate and deeper precipitating clouds. The maximum cloud water content is about 0.03 g/m³ located at 4 - 5 km altitude. While it is about 0.07 g/m³ located at 4 km for low precipitating clouds. For non-precipitating clouds no matter how difference of their tops, it is found profile similarities of latent heat, cloud ice content and cloud liquid water content among them, which reflects a shortage of TRMM retrieval algorithm for these parameters.

Key words: Typhoon Ranan, TRMM, Precipitating cloud, Non-precipitating cloud, Latent heat.