西北太平洋迅速增强热带气旋内核区微波亮温特征

张 宸，袁 铁

（兰州大学大气科学学院，兰州 730000）

摘要：利用美国国防气象计划（Defense Meteorological Satellite Program，DMSP）卫星专用微波成像仪（special sensor microwave imager，SSM/I）和热带降雨测量任务（tropical rainfall measuring mission，TRMM）卫星微波成像仪（TRMM microwave imager，TMI）的 85 GHz 与 37 GHz 微波资料分析西北太平洋热带气旋（tropical cyclone，TC）的不同强度变化阶段，特别是迅速增强（rapid intensification，RI）前后内核区微波亮温的特征。根据 TC 未来 24 小时的强度变化将 TC 分为迅速衰减（rapidly weakening，RW）、慢衰减（slow weakening，SW）、成熟（neutral，N）、慢增强（slow intensification，SI）和 RI 五个阶段。结果表明，TC 内核区中对流活动虽强，但 85 GHz 和 37 GHz 的极化修正温度（polarization corrected temperature，PCT）（简称 PCT85 和 PCT37）仍是以弱散射信号为主。RI 阶段与其他强度变化阶段相比，内核区小于 250 K 的 PCT85 和小于 270 K 的 PCT37 主要集中在风切变左侧，其中 190～225 K 的 PCT85 和 260～270 K 的 PCT37 在风切变左右两侧的面积差较为明显。此外，RI 发生前内核区 190～225 K、225～250 K 的 PCT85 和 260～270 K 的 PCT37 的面积分别不超过总内核区的 30%、50%和 60%，随着 RI 的发生，亮温集中区域移动至 TC 中心周围，形态趋于对称。对内核区 PCT85 最小值小于 190 K 和 PCT37 最小值小于 250 K 的分析表明，RI 阶段 TC 内核区强对流的出现频率（约 71%）高于其他强度变化阶段，且其中大部分出现在 RI 发生 12 小时以前。

关键词：大气科学；热带气旋；迅速增强；微波亮温；内核区对流

中图分类号：P401　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：1674-2850(2018)12-1240-15

Characteristics of inner-core microwave brightness temperature in rapidly intensifying tropical cyclones over northwestern Pacific

ZHANG Chen, YUAN Tie

(*College of Atmospheric Sciences*, *Lanzhou University*, *Lanzhou* 730000, *China*)

Abstract: The passive microwave data (85 GHz and 37 GHz) from the special sensor microwave imager (SSM/I) on board the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) satellites and tropical rainfall measuring mission (TRMM) microwave imager (TMI) is used to investigate the brightness temperature characteristics of tropical cyclone (TC) inner-core region over the northwestern Pacific during different intensity change categories, especially rapid intensification (RI). According to the intensity changes in 24 hours, TCs are divided into five intensity categories, such as rapidly weakening (RW), slowly weakening (SW), neutral (N), slow intensification (SI) and RI. The results show that, although the TC inner-core convection is strong, the weak scattering signals are still dominated from the polarization corrected temperature (PCT) at 85 GHz and 37 GHz. PCT of 85 GHz below 250 K and PCT of 37 GHz below 270 K are mainly located

基金项目：国家自然科学基金（41375033）

作者简介：张宸（1992—），男，硕士研究生，主要研究方向：热带气旋

通信联系人：袁铁，副教授，主要研究方向：卫星遥感与大气电学. E-mail: tyuan@lzu.edu.cn

at the wind shear left in the inner-core region in rapidly intensifying TC compared with the TC during other intensity change categories, and there are significant area differences of PCT of 85 GHz in 190-225 K and PCT of 37 GHz in 260-270 K between wind shear left and shear right in inner-core region. Meanwhile, the areas of PCT of 85 GHz in 190-225 K and 225-250 K, PCT of 37 GHz in 260-270 K account for less than 30%, 50% and 60% of total inner-core region before RI onset, respectively. After RI onset, microwave brightness temperature concentrates toward TC center, and appears a symmetrical pattern. The analyses of minimum PCT of 85 GHz below 190 K and minimum PCT of 37 GHz below 250 K indicate that the occurance frequency of strong convection in inner-core region during RI (about 71%) is higher than that during other intensity categories, and most of strong convections occur before 12 hours of RI onset.
Key words: atmospheric sciences; tropical cyclone; rapid intensification; microwave brightness temperature; inner-core convection

0 引言

TC 是发生在热带洋面上的一种强烈气旋性涡旋，常给沿途地区带来严重的经济损失及人员伤亡。在过去的几十年中，虽然 TC 路径预报技术取得了比较显著的进步，但对 TC 强度的变化，特别是 RI 的物理机制认识还比较有限，导致 TC 强度预报水平的进展比较缓慢。大量研究表明，RI 的发生发展主要受到 TC 内核区过程、海洋、大尺度环境三个因素相互作用的影响[1~2]，其中海洋和环境场对 RI 的影响又是通过改变 TC 环流内部中尺度强对流系统（尤其是气旋内核的动力作用）间接造成的[3~4]。因此，研究 TC 内核区对流活动特征及其与 RI 之间的关系，对改善 TC 的强度预报有重要的参考意义。

由于卫星的观测范围广，因此在很大程度上弥补了海洋上大气探测能力的不足，为 TC 的研究提供了更丰富的遥感资料，其中微波资料可以反映云和降水内部的微物理信息，为分析内核区对流活动提供了更具体的观测依据。研究表明，内核区微波亮温与当前和未来 TC 强度变化之间存在着一定的相关性，在一定程度上能够提高 TC 的强度预报水平[5~7]。近年来，内核区亮温的分布特征与 TC 强度变化之间的关系引起了很多学者的关注。周顺武等[8]将 TMI 多个频段的亮温面积信息作为预报因子，采用多重回归方法建立了一个西北太平洋 TC 强度估计模型，该模型可对强台风级别以下的 TC 强度进行较好的拟合。KIEPER 等[9]研究发现，RI 发生前 37 GHz 亮温图像上会出现一个独特的环形特征，并且这种形态特征可有效提高统计飓风强度预报模式（Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme，SHIPS）预报 RI 的能力。HARNOS 等[10]在研究中也指出，TC 内核区低于 250 K 的 PCT85 会在 RI 发生时呈对称环状分布，该环状结构在 RI 发生后会收缩且对称性加强。

西北太平洋是全球 TC 活动最频繁的一个海域，因此本文主要利用 DMSP 卫星的 SSM/I 和 TMI 的 85 GHz 和 37 GHz 微波亮温资料，结合联合台风警报中心（Joint Typhoon Warning Center，JTWC）最佳路径资料及欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium Range Weather Forecasts，ECMWF）的 ERA-Interim 再分析资料，对西北太平洋 TC 内核区的微波亮温特征及其与 RI 之间的关系展开进一步研究，以期为 TC 的 RI 预报工作提供一定的理论参考。

1 资料来源与处理方法

1.1 微波资料

根据微波遥感原理，高频微波信号主要接收来自水滴和冰相粒子的散射辐射。对流活动越强，水滴和冰相粒子的含量越多，散射强度越大，高频微波亮温值越低。因此，本文选取 37 GHz 和 85 GHz 的微波亮温作为研究对象，以揭示 TC 内核区的对流活动特征。37 GHz 与 85 GHz 微波通道对水成物粒子有

不同的敏感性，其中 37 GHz 对大尺度冰粒子及中等大小雨滴的散射信号较为敏感，而 85 GHz 则对大雨滴和小冰粒子的散射信号较为敏感[11~12]。

为增加观测样本数量，研究使用两种星载 85 GHz 和 37 GHz 微波数据，分别为 DMSP 系列卫星的 SSM/I 和 TRMM 卫星的 TMI. SSM/I 微波资料来自美国国家环境信息中心（National Centers for Environmental Information，NCEI）第 5 版飓风卫星微波数据库，时段为 1989 年 7 月至 2009 年 12 月。该数据库提供了以 TC 位置为中心，经过插值处理后得到的分辨率为 8 km 的格点微波数据，其中包含 19，22，37，85 GHz 四个频段，除 22 GHz 通道仅为垂直极化以外，其余三个通道均包含水平极化和垂直极化两种。

TMI 微波资料来自 TRMM 标准产品资料 1B11 多通道亮温数据，时段为 1998 年 1 月至 2012 年 12 月。TMI 为搭载在 TRMM 卫星上的多通道被动微波辐射计，卫星升轨前，TMI 扫描的刈幅宽度为 760 km，2001 年 8 月升轨后刈幅宽度增加至 878 km. TMI 有 10.65，19.35，21.3，37.0，85.5 GHz 五个频段，其中 37 GHz 通道的水平分辨率为 18 km × 10 km（升轨前为 16 km × 9 km），85 GHz 通道的水平分辨率为 8 km × 6 km（升轨前为 7 km × 5 km）.

由于陆面与海洋的辐射反射率不同，导致微波亮温在海陆边界存在较大的梯度，为消除这种微波亮温的不连续性，本文使用了 SPENCER[13]和 CECIL 等[11]提出的 85 GHz 和 37 GHz 的 PCT：

$$\begin{aligned} \mathrm{PCT85} &= 1.818 \times T_{85}^{\mathrm{V}} - 0.818 \times T_{85}^{\mathrm{H}}, \\ \mathrm{PCT37} &= 2.2 \times T_{37}^{\mathrm{V}} - 1.28 \times T_{37}^{\mathrm{H}}, \end{aligned} \tag{1}$$

其中，T_{85}^{V} 为 85 GHz 微波通道的垂直极化亮温；T_{85}^{H} 为 85 GHz 微波通道的水平极化亮温；T_{37}^{V} 为 37 GHz 微波通道的垂直极化亮温；T_{37}^{H} 为 37 GHz 微波通道的水平极化亮温。

1.2 TC 最佳路径资料

TC 的中心位置和中心最大风速等资料来自 JTWC 1989 年至 2012 年的 TC 最佳路径数据库（http://www.metoc.navy.mil/jtwc/），该数据每日 4 个时次，分别为 00、06、12 和 18 时。由于 TC 最佳路径资料记录间隔为 6 小时，因此通过线性插值方法来获得卫星过境时刻和前 18 小时至后 36 小时，以及每隔 6 小时的 TC 中心位置和中心附近最大风速。

1.3 垂直风切变计算方法

垂直环境风切变的强弱对 TC 垂直结构的发展有重要影响[14~15]。强垂直风切变下，高层和低层的环境风速差异很大，使对流运动释放的凝结潜热迅速平流出去，从而导致 TC 暖心结构无法维持，TC 的发展被阻碍。而弱垂直风切变下，则有利于维持台风等 TC 的暖心结构，使对流更易充分发展，TC 强度增速较快[16]。

垂直环境风切变计算使用 ECMWF ERA-Interim 每 6 小时一次的 850 hPa 和 200 hPa 等压面层的风场资料，时段为 1987 年至 2012 年，空间分辨率为 0.75°×0.75°. 计算方法选择 HANLEY 等[17]的方法，即选择以 TC 中心为原点，半径 500 km 范围内的 200 hPa 和 850 hPa 两等压面层平均风速矢量差作为垂直风切变，具体公式为

$$\begin{aligned} U &= \frac{1}{A}\sum_{i=1}^{5}\left(\frac{\overline{u}_{i-1}+\overline{u}_i}{2}\right)A_i, \\ V &= \frac{1}{A}\sum_{i=1}^{5}\left(\frac{\overline{v}_{i-1}+\overline{v}_i}{2}\right)A_i, \end{aligned} \tag{2}$$

其中，U、V 分别为计算区域内的纬向平均风速和经向平均风速；u_i 和 v_i 分别为第 i 个圆环内方位平均纬向风速和经向风速；A 为计算区域内的面积；A_i 为第 i 个圆环的面积。

1.4 TC 样本的筛选

本研究选取了西北太平洋海上强度大于热带低压的 TC 作为样本，由于所研究区域为 TC 内核区，为保证样本的质量还须要求所选个例至少扫描到 TC 内核区的一半[18]，这里内核区的界定标准同 HARNOS 等[10]的一样，定义为以 TC 中心为圆心、半径 1°之内的区域。大量统计结果还显示，弱风切变环境下 RI 发生的概率较高[19~21]，为着重讨论 TC 内核区对流给 TC 强度变化带来的影响，类似梅双丽等[22]的方法，本文在样本中仅保留弱风切变条件（小于 8 m/s）下的个例，以此尽可能地降低环境风切变给对流活动造成的干扰，排除它对强度变化带来的影响。在 1989 年至 2009 年期间，符合条件的 SSM/I 和 TMI 微波样本最终共有 3 535 个。

1.5 TC 分类

在 TC 强度变化研究过程中，根据未来 24 小时 TC 中心最大风速的变化将 TC 分为以下五个阶段[5]：RW 阶段、SW 阶段、N 阶段、SI 阶段和 RI 阶段。表 1 给出了不同强度和不同强度变化阶段的 TC 样本数量，这里根据我国《热带气旋等级》国家标准（GB/T 19201—2006）[23]将 TC 个例所对应的强度等级进行了划分：中心附近最大风速在 17.2～24.4 m/s 时为热带风暴（tropical storm，TS），中心附近最大风速在 24.5～32.6 m/s 时为强热带风暴（severe tropical storm，STS），中心附近最大风速在 32.7～41.4 m/s 时为台风（typhoon，TY），中心附近最大风速在 41.5～50.9 m/s 时为强台风（severe typhoon，STY），中心附近最大风速大于 51.0 m/s 时为超强台风（SuperTY）。

表 1 不同强度和不同强度变化阶段的 TC 样本数量（个）

Tab. 1 Number of TC samples in different intensities and different intensity change categories (unit)

TC 不同强度变化阶段	TC 强度					
	热带风暴	强热带风暴	台风	强台风	超强台风	总数
RW 阶段（V_{24}≤−30 kt）	3	7	23	28	71	132
SW 阶段（−30 kt＜V_{24}≤−10 kt）	35	50	79	73	78	315
N 阶段（−10 kt＜V_{24}≤10 kt）	816	259	352	276	84	1 787
SI 强阶段（10 kt＜V_{24}≤30 kt）	495	328	198	80	24	1 125
RI 阶段（V_{24}＞30 kt）	55	53	52	13	3	176

注：V_{24} 为 TC 未来 24 小时的强度变化；1 kt≈0.514 m/s

另外，同 HARNOS 等[10]一样，本文还将有 RI 发生的 TC 样本分为 6 个发展阶段：迅速增强前 12 小时时期（B12）、迅速增强前 6 小时时期（B6）、迅速增强时期（RI）、迅速增强后 6 小时时期（P6）、迅速增强后 12 小时时期（P12）和迅速增强后 18 h 时期（P18）。

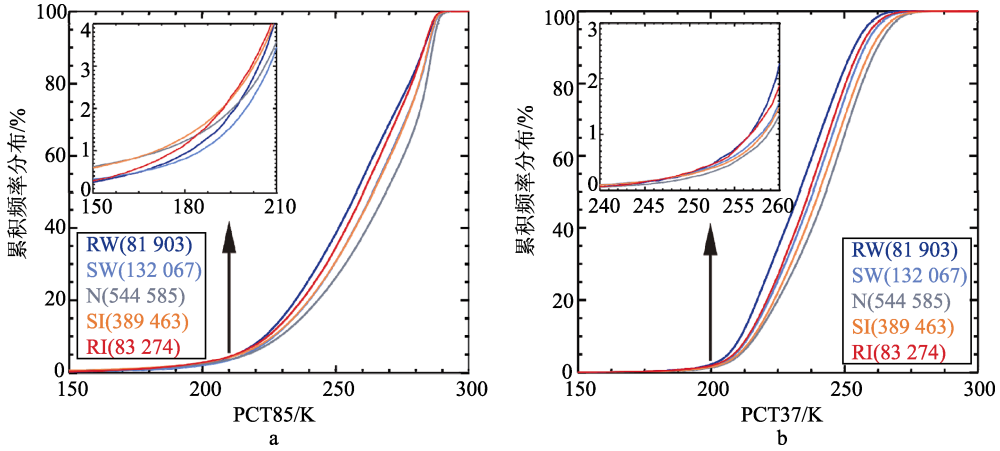
2 结果

2.1 亮温频率分布特征

图 1 为不同强度变化阶段 TC 内核区 PCT85 和 PCT37 的累积频率分布。由于 85 GHz 和 37 GHz 两频段大于 280 K 的 PCT 通常为洋面的背景辐射[24]，因此这里研究范围限定于小于 280 K. 由图 1a 可知，

虽然内核区是 TC 中对流活动强烈的区域，但这里的 PCT85 和 PCT37 分布仍然以弱的冰散射信号为主。低于 250 K 的 PCT85 平均约占全部亮温的 30%，其中 RW 阶段最高（40%），其次为 RI 阶段（35%），N 阶段最低（25%）。CECIL 等[11]研究发现，TC 眼壁区低于 250 K 的 PCT85 约占总亮温的 45%，明显高于本文结果，但在他们的研究中仅包括有明显眼壁的强 TC，而本文中的内核区不但包括强 TC 的眼壁区，还包括弱 TC 中的近中心对流区域，样本的差异应该是造成二者差异的主要原因。另外，在小于 210 K 时，内核区 PCT85 的频率在各强度变化阶段均低于 5%，其中 RW 和 RI 阶段 PCT85 的频率增长较快，在 210 K 时达到了与 SI 阶段一样的值。随后，RW 阶段的 PCT85 频率开始高于 RI 阶段，不同强度变化阶段的 PCT85 频率差异逐渐增大。值得注意的是，在 210 K 之后，SI 和 SW 二者的累积频率分布曲线逐渐接近，最后基本重合。由于在 250 K 之后，不同强度变化阶段的 PCT85 之间的差异比较稳定，而小于 210 K 的 PCT85 所占比例又非常小，因此可以认为不同强度变化阶段的 PCT85 分布差异主要发生在 210～250 K 区间，考虑到这部分亮温主要来自雨滴的散射信号[12]，这意味着在 RW 和 RI 阶段 TC 内核区的降水及对流活动相对比较旺盛。

对于 PCT37（如图 1b 所示），其总体上的累积频率分布与 PCT85 相似，但 RW 阶段与其他强度变化阶段的差异相对较大，且 SW 和 SI 阶段的两条累积频率分布曲线有较明显的区分。在小于 260 K 区间内，各强度变化阶段内核区 PCT37 的频率均低于 3%. 同时从 250 K 起，RW 和 RI 阶段 PCT37 的频率开始高于其他三个阶段。小于 260 K 的 PCT37 在 RI 阶段的出现频率低于 RW 阶段，表明 RI 阶段 TC 内核区中大冰粒子比 RW 阶段少，原因可能是 RI 发生时 91%的 TC 在台风级别以下，而 RW 发生时 92%的 TC 在台风级别以上（如表 1 所示），此时内核区垂直活动非常强，TC 上空的冰粒子更容易增长并且长时间存在。在 260～270 K 区间，各强度变化阶段的 PCT37 频率分布差异逐渐开始增大，其中 RW 阶段的频率明显高于其他阶段，而 RI 阶段仅略高于 SW 阶段，在 270 K 之后，各强度变化阶段的 PCT37 之间的差异相对比较稳定。



注：图例括号中数值为 TC 不同强度变化阶段的内核区像素数

图 1 不同强度变化阶段 TC 内核区 PCT85（a）和 PCT37（b）的累积频率分布

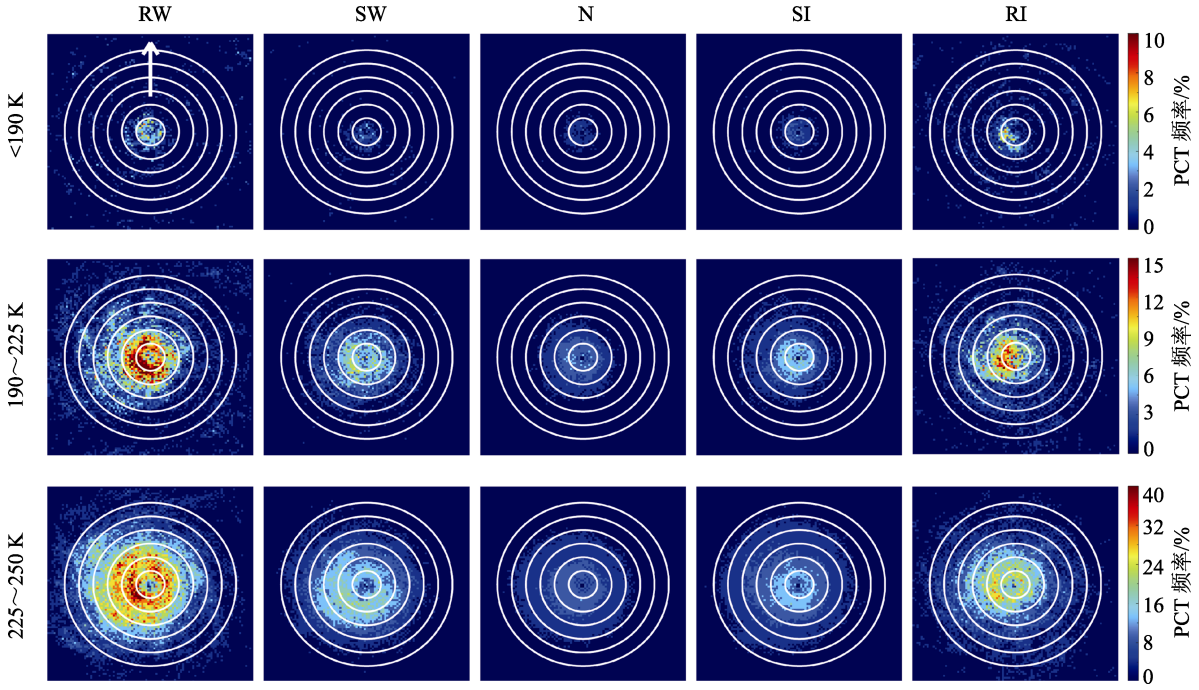
Fig. 1 Cumulative frequency of PCT85 (a) and PCT37 (b) in TC inner-core region in different intensity change categories

2.2 亮温合成分析

由于 TC 内核区微波亮温的累积分布主要与其出现频率和分布范围有关，为了解微波亮温的频率空间分布、位置和形态等特征，本文进一步分析了 PCT85 和 PCT37 的合成空间分布。考虑到 TMI 的 85 GHz

和 37 GHz 微波资料的分辨率与合成网格不同，因此采用 ALVEY 等[25]的方法，在网格中对 TMI 数据中最临近的格点进行叠加。为区分不同强度的对流，根据 CECIL 等[24]及 ALVEY 等[25]的方法将 PCT85 值划分为三个区间：小于 190 K（对应强对流）、190～225 K（对应中等强度对流）和 225～250 K（对应中等强度降水）。而由于利用 PCT37 对不同强度对流进行划分的研究相对较少，这里根据散射信号的来源[12, 26~27]将 PCT37 的亮温区间划分为两个区间：小于 260 K 和 260～270 K，其中小于 260 K 时为强对流系统中大冰粒子的散射信号，260～270 K 主要为对流系统里中等大小雨滴的散射信号。

图 2 为不同强度变化阶段 TC 内核区 PCT85 频率的合成空间分布，这里的图中心为 TC 中心，分辨率为 8 km，风切变方向向上。由图 2 可见，小于 190 K 的 PCT85 在 RI 阶段主要集中在内核区 0.5°以内逆风切变的左侧，呈狭长状，在 RW 阶段则对称分布于 TC 中心周围 0.5°内，其他强度变化阶段信号较弱，特征不明显。190～225 K 的 PCT85 在 RI 阶段主要集中在顺风切变左侧 0.5°附近，而 RW 阶段的集中区域在逆风切变左侧明显扩大，SW、N 和 SI 阶段主要集中在 0.5°～1.0°顺风切变右侧以外的内核区中，分布比较均匀。225～250 K 的 PCT85 在 RI 和 RW 阶段几乎覆盖整个内核区，范围明显大于其他三个阶段，其中 RI 阶段仅 0.5°～1.0°风切变左侧分布集中，没有明显形态特征，RW 阶段则出现了近似环形。PCT85 的分布表明，RI 发生时内核区的对流活动主要集中在风切变的左侧，其中强对流集中在 0.5°内，中等强度对流分布在 0.5°附近，中等强度降水则主要分布在 0.5°～1.0°之间。TAO 等[28]利用降水雷达（precipitation radar，PR）资料分析了 RI 发生时 TC 内核区不同强度的对流和降水，结果表明内核区对流和降水的集中位置与本文基本一致。



注：白线表示 0.5°间隔，箭头方向为垂直风切变方向，下同

图 2 不同强度变化阶段 PCT85 频率的合成空间分布

Fig. 2 Composite spatial distribution of PCT85 frequency in different intensity change categories

进一步分析内核区信号集中区域的频率可知，小于 190 K 的 PCT85 在 RI 和 RW 阶段出现的频率较高，其他三个阶段大部分信号频率都接近 1%. 190～225 K 的 PCT85 在 RW 阶段出现的频率约为 15%，

RI 阶段中约为 12%，其余三个阶段信号频率均低于 7%. 内核区中 225～250 K 的 PCT85 发生频率差距最大，其中 RW 阶段最高，RI 阶段比 SW 和 SI 阶段高出约 10%，比 N 阶段高出约 20%. 结果表明，RI 发生时 TC 内核区不同强度对流的出现频率比 SW、N 和 SI 阶段高，但比 RW 阶段低。

图 3 给出了 PCT37 各区间亮温在不同强度变化阶段的空间频率分布。由图 3 可见，小于 260 K 的 PCT37 在内核区的集中区域在 SW、N、SI 和 RI 阶段与 PCT85 小于 190 K 的亮温十分相似，频率也很接近，而 RW 阶段在 0.5°～1.0°风切变左侧分布明显增加，集中区域的频率也略有增大。考虑到小于 260 K 的 PCT37 主要来自大冰粒子[26]，说明 RW 阶段 TC 内核区大冰粒子可能比其他强度变化阶段多，且主要集中在 0.5°内和 0.5°～1.0°风切变的左侧。260～270 K 的 PCT37 在内核区的分布与 225～250 K 的 PCT85 非常接近，但集中区域的频率明显偏低。

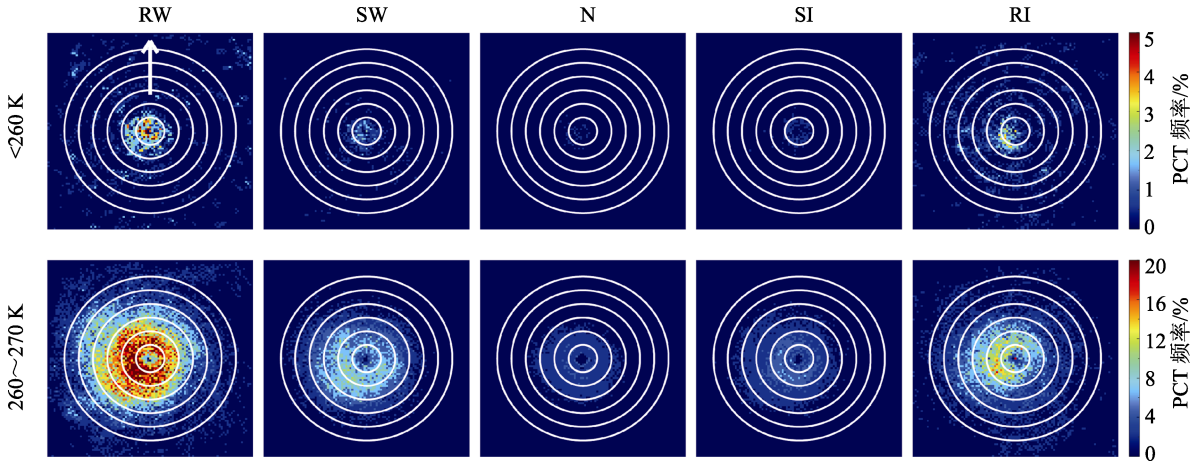


图 3 不同强度变化阶段 PCT37 频率的合成空间分布

Fig. 3 Composite spatial distribution of PCT37 frequency in different intensity change categories

为进一步揭示在 RI 前后内核区微波亮温的时间演变特征，研究还对 RI 不同发展阶段的亮温进行了合成分析。图 4 为 RI 前后不同发展阶段 PCT85 频率的合成空间分布。由图 4 可见，RI 发生前后，小于 190 K 及 225～250 K 的 PCT85 在内核区的形态变化有类似的规律，即 PCT85 的集中位置均由顺风切变的左侧逐渐移动至 TC 中心周围的环形区域中。小于 190 K 的 PCT85 在 RI 发生前集中于 0.5°以内风切变左侧区域，随着 RI 的发生，其形态由狭长变为扁圆，并逐渐向 TC 中心移动，在 RI 发生后 18 小时在 0.5°以内形成一个很小的环状。这说明 RI 发生前强对流主要集中在 0.5°以内风切变左侧，RI 发生后则会在 TC 中心周围 0.5°内均匀分布。225～250 K 的 PCT85 在 RI 发生前主要集中于风切变左侧 0.5°～1.0°区域，随着 RI 的发生，左侧分布向内收缩，右侧分布逐渐增多，并在 RI 开始后的 6 小时，集中区域构成一个环形结构，该形态在增强后 18 小时最为明显。这表明 RI 发生前降水主要集中于风切变左侧 0.5°～1.0°区域，而 RI 发生后，降水最终集中在 0.5°附近的环形区域内。190～225 K 亮温在 RI 发生前 6 小时，顺风切变左侧集中区域明显扩大，随着 RI 的发生，亮温最终集中于 0.5°内风切变的左侧，没有环形出现。HARNOS 等[10]对内核区亮温的合成分析研究发现，小于 250 K 的 PCT85 在 RI 发生时就已经出现了环形结构，这可能是由于他们仅选择了风切变小于 5 m/s 的样本作为研究对象，因此对称性更高。

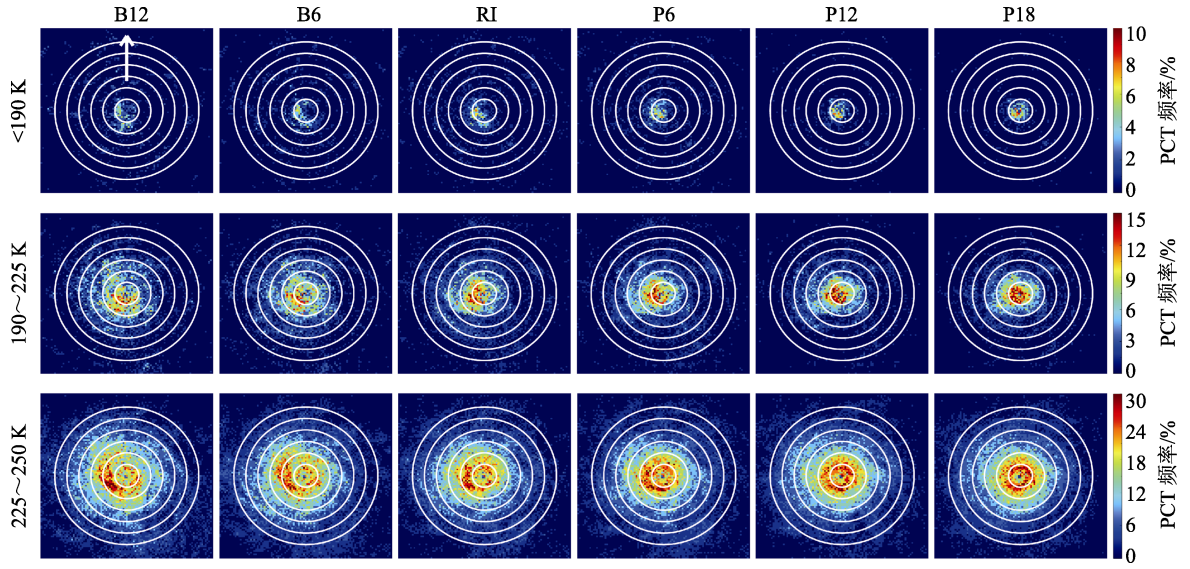


图 4 RI 不同发展阶段 PCT85 频率的合成空间分布

Fig. 4 Composite spatial distribution of PCT85 frequency in different RI development periods

图 5 为 RI 不同发展阶段 PCT37 频率的合成空间分布。对比图 4 可见，RI 发生前后小于 260 K 的 PCT37 在内核区的形态变化与小于 190 K 的 PCT85 比较相似，但前者的集中区域较小，频率值偏低。这说明 RI 发生前后，TC 内核区中小冰粒子可能比大冰粒子更容易出现，该结果也与前面的累积频率分布结果一致。260～270 K 的 PCT37 分布情况在 RI 发生前与 225～250 K 的 PCT85 相似，但 RI 发生后 260～270 K 亮温的出现频率逐渐降低（尤其是风切变左侧），这表明 RI 发生后内核区中等大小雨滴逐渐减少。TAO 等[28]的研究指出，内核区风切变左侧对流性降水的强度在 RI 发生后明显增强，根据雨滴增长原理[29]，内核区风切变左侧频率的降低可能是由于碰并过程使得大雨滴增多、中等大小雨滴减少。

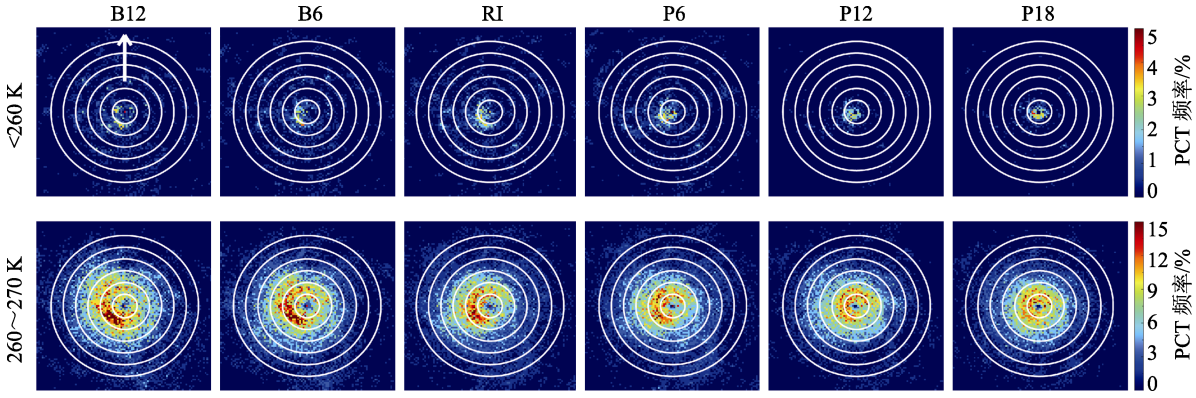


图 5 RI 不同发展阶段 PCT37 频率的合成空间分布

Fig. 5 Composite spatial distribution of PCT37 frequency in different RI development periods

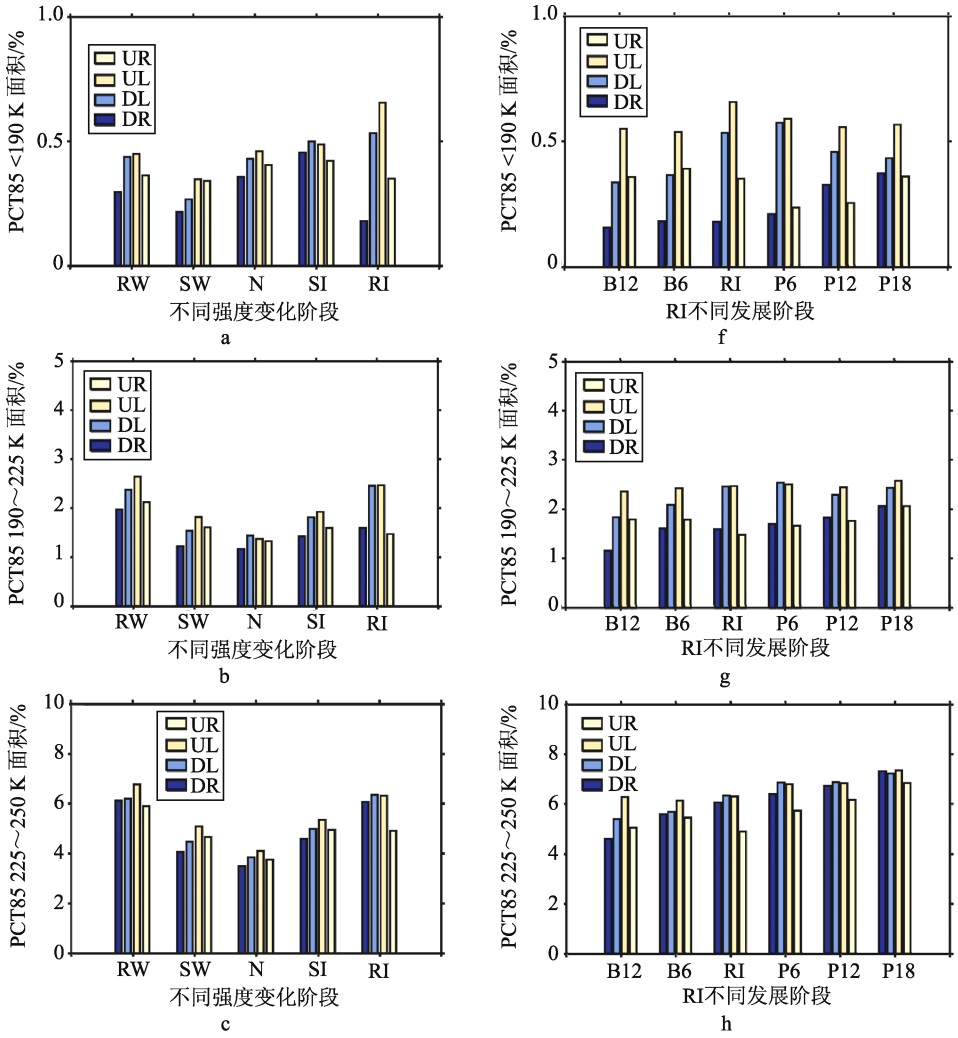
2.3 亮温面积特征

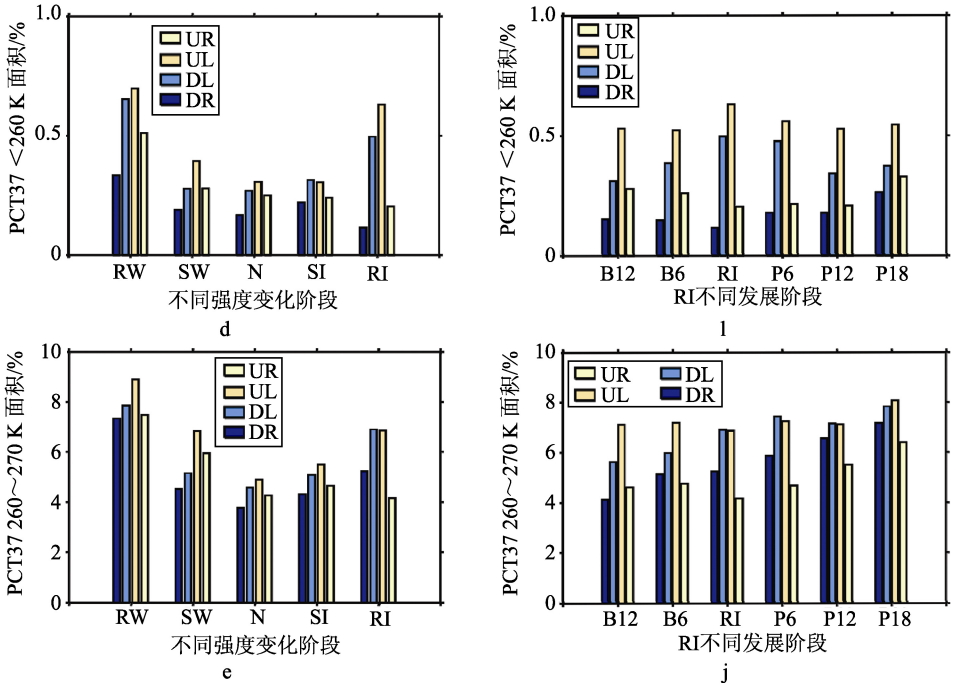
研究表明，微波亮温的面积与 TC 强度之间也有较好的相关性，但现有研究大多对亮温的划分比较宽泛（如 PCT85 小于 250 K）[7, 9]。考虑到合成分析仅能反映亮温的空间分布，因此这里又进一步统计了不同强度变化阶段和 RI 发生前后亮温在内核区的面积比。

图 6 给出了不同强度变化和 RI 不同发展阶段在不同风切变区域中不同亮温区间面积占内核区总面积

之比的平均值。由图 6a～图 6e 可见，RI 阶段内核区逆风切变左侧小于 190 K 的 PCT85 平均面积比其他阶段大，其约占总面积的 0.7%，小于 260 K 的 PCT37 面积特征则在 RW 阶段更明显，其各区域亮温面积均大于其他阶段。RI 阶段内核区风切变左右两侧 190～225 K 的 PCT85 和 260～270 K 的 PCT37 平均面积的差比其他阶段大，分别为 2%和 5%，且逆风切变和顺风切变左侧平均面积几乎相同。ALVEY 等[25]也对比了 RI 和 SI 阶段 TC 内核区不同区间的亮温面积，发现 RI 阶段内核区风切变左右两侧 190～220 K 的 PCT85 面积差大于 SI 阶段，与本文结果相似。225～250 K 的 PCT85 平均面积在不同阶段的各象限差别不大，没有明显的特征。

分析 RI 不同发展阶段各象限亮温面积（如图 6f～图 6j 所示）可以发现，RI 发生前内核区亮温的平均面积主要有两个特点：一是在 RI 发生前 6 小时风切变左侧小于 190 K 的 PCT85 和小于 260 K 的 PCT37 的平均面积会增加约 0.4%，但由于所占比例较小，该特征在前面的亮温合成图上没有明显的表现；二是 RI 发生前 12 小时至发生时刻，内核区 190～225 K、225～250 K 的 PCT85 和 260～270 K 的 PCT37 逆风切变左侧平均面积几乎不变，顺风切变右侧的平均面积逐渐增加，直至 RI 发生时与逆风切变左侧几乎相等，这表明 RI 发生前内核区顺风切变右侧对流及降水逐渐增强，该现象在前面的亮温合成分析图中可以见到。在 RI 发生后，除逆风切变左侧之外的三个区域的亮温平均面积明显增加，象限间面积差异明显减小，表明在 RI 发生后，TC 内核区各种强度对流的分布面积更加接近，对称性更强。





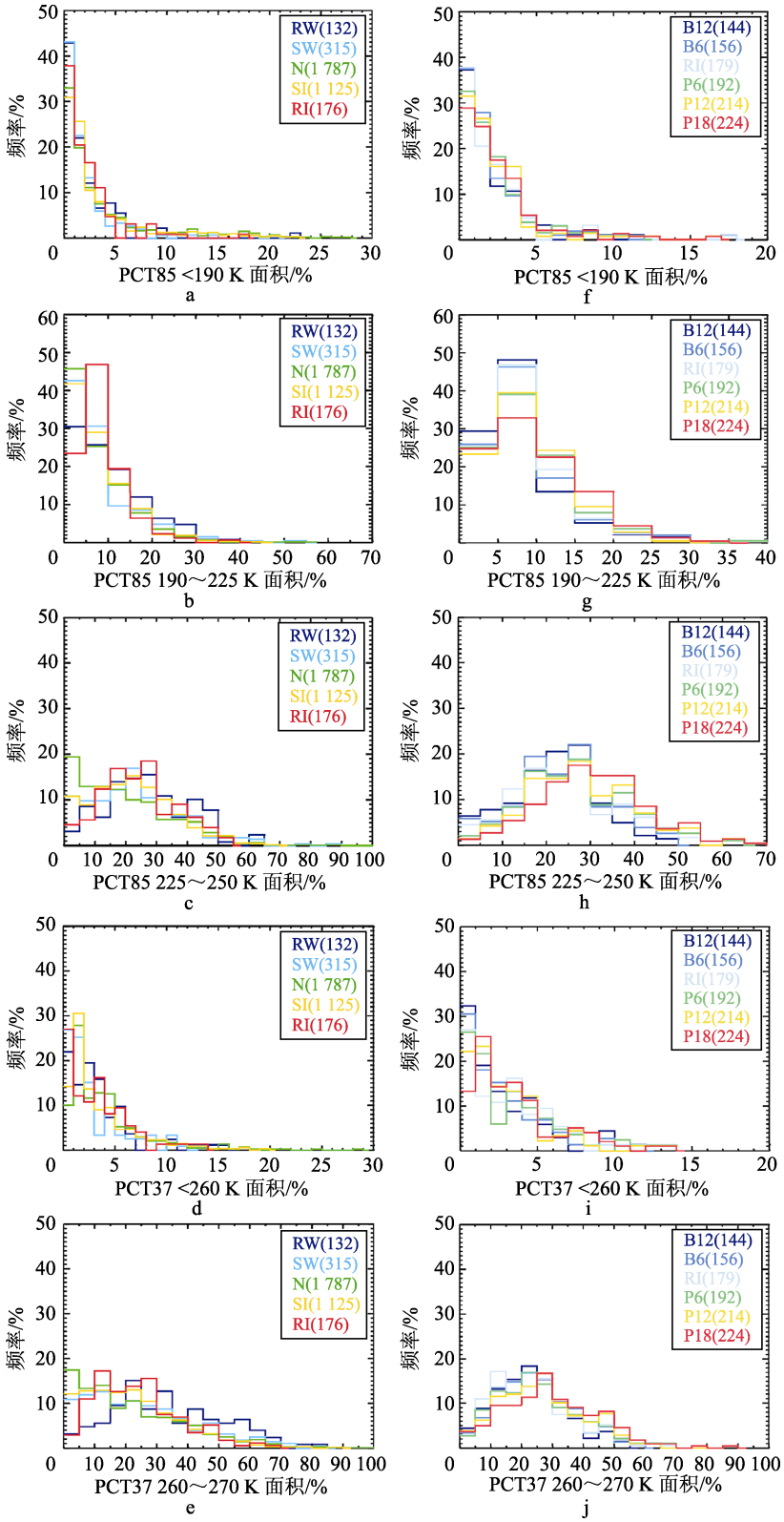
注：UR 为逆风切变右侧；UL 为逆风切变左侧；DL 为顺风切变左侧；DR 为顺风切变右侧。图 a～e 中，RW 阶段样本数为 132 个，SW 阶段样本数为 315 个；N 阶段样本数为 1 787 个，SI 阶段样本数为 1 125 个；RI 阶段样本数为 176 个；图 f～j 中，B12 阶段样本数为 144 个，B6 阶段样本数为 156 个；RI 阶段样本数为 179 个，P6 阶段样本数为 192 个；P12 阶段样本数为 214 个；P18 阶段样本数为 224 个

图 6 不同强度变化阶段（a～e）和 RI 不同发展阶段（f～j）各风切变区域中不同亮温面积占内核区总面积比的平均值

Fig. 6 Mean ratios of different brightness temperature areas to total area of inner-core region in wind shear quadrants in different intensity change categories (a-e) and different RI development periods (f-j)

图 7 进一步给出了不同强度变化阶段和 RI 不同发展阶段不同亮温区间面积占内核区总面积比的频率分布。由图 7a～图 7e 可见，RI 阶段内核区不同亮温面积频率的集中位置与其他强度变化阶段相比存在差异。其中，190～225 K 的 PCT85 亮温面积的频率分布特征明显，不同强度变化阶段中仅 RI 阶段亮温面积比为 5%～10%的频率接近 50%. 小于 190 K 的 PCT85 和小于 260 K 的 PCT37 的强散射信号面积大部分都小于总面积的 5%，各强度变化阶段间差异不明显。225～250 K 的 PCT85 和 260～270 K 的 PCT37 亮温面积比在 SI、N 和 SW 阶段主要集中在小于 15%的低值区，而在 RI 和 RW 阶段则主要集中在 15%～30%，由于集中区域的频率均低于 20%，因此差异不大。

对于 RI 不同发展阶段亮温面积的频率分布（如图 7f～图 7j 所示），RI 发生前 12 小时，190～225 K 的 PCT85 面积不超过内核区总面积的 30%，225～250 K 的 PCT85 面积不超过总面积的 50%，260～270 K 的 PCT37 面积不超过总面积的 60%. 另外，RI 发生前内核区 190～225 K 的 PCT85 面积占比低于 10%的频率接近 80%，远高于 RI 发生后 18 小时，225～250 K 的 PCT85 和 260～270 K 的 PCT37 亮温面积比在 RI 发生后 18 小时也明显向高值区移动。这表明大部分 TC 在 RI 发生后内核区的中等强度对流和中等强度降水的覆盖面积都会逐渐增大，且其中前者的变化更为明显，该特征在平均面积的分析中同样可见。小于 190 K 的 PCT85 和小于 260 K 的 PCT37 的强散射信号面积的频率分布在 RI 发生前后特征不明显。



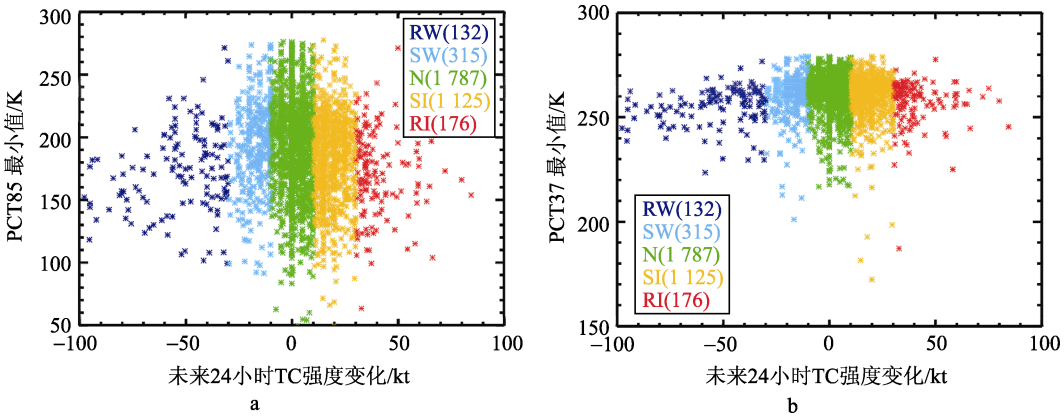
注：括号中数值为不同强度变化阶段和 RI 不同发展阶段样本数

图 7　不同强度变化阶段（a～e）和 RI 不同发展阶段（f～j）不同亮温面积占内核区总面积比的频率分布

Fig. 7　Frequencies distribution of the ratios of different brightness temperature areas to total area of inner-core region in different intensity change categories (a-e) and different RI development periods (f-j)

2.4 亮温最小值

内核区的强对流活动对 TC 强度的影响及其与 RI 之间的因果关系目前仍存在较多的争议，这里利用 PCT 最小值进一步分析了 TC 内核区强对流在不同强度变化阶段及 RI 发生前后的特征。图 8 为内核区 PCT85 和 PCT37 最小值在 TC 不同强度变化阶段的分布。结合表 2 可见，RI 阶段 TC 内核区 PCT 最小值的分布明显偏向低值区，其中 PCT37 最小值小于 250 K 的出现频率为 18%，比 SW、N 和 SI 阶段高出约 10%；PCT85 最小值小于 190 K 的出现频率达 71%，比 N 阶段高出 28%，比 SW 和 SI 阶段分别高出了 27%和 15%，RW 阶段最小值的频率分布情况则与 RI 阶段接近，这表明 RI 阶段 TC 内核区出现强对流的概率明显大于 SW、N 和 SI 阶段。另外值得注意的是，大部分极低的最小值主要出现在 N、SI 阶段，很少出现在 RI 阶段，这说明虽然大部分发生 RI 的 TC，内核区都会出现强对流，但并非强度越强越容易使 RI 发生。



注：括号中数值为不同强度变化阶段样本数

图 8 PCT85（a）和 PCT37（b）最小值在 TC 不同强度变化阶段中的分布

Fig. 8 Scatter plots of minimum PCT85 (a) and minimum PCT37 (b) in different intensity change categories of TC

表 2 不同强度变化阶段 TC 内核区 PCT85 最小值小于 190 K 和 PCT37 最小值小于 250 K 的频率（%）

Tab. 2 Occurance frequencies of TC inner-core minimum PCT85 below 190 K and minimum PCT37 below 250 K in different intensity change categories (%)

TC 不同强度变化阶段	PCT85 最小值小于 190 K	PCT37 最小值小于 250 K
RW 阶段	69	23
SW 阶段	44	9
N 阶段	43	7
SI 阶段	56	8
RI 阶段	71	18

图 9 为 PCT85 最小值小于 190 K 和 PCT37 最小值小于 250 K 在 RI 前后的发生频率。由图 9 可见，PCT85 最小值小于 190 K 和 PCT37 最小值小于 250 K 的时间演变特征基本一致，即 RI 发生前 6 小时至 RI 发生时刻，二者的频率均有相对明显的升高（约 5%），而在 RI 发生后频率开始逐渐降低，最大频率出现在 RI 发生时刻。结果表明，TC 内核区的强对流仅有少部分（5%）出现在 RI 发生前 6 小时内，因此 RI 发生前短时间内对流的增强可能不是导致 RI 发生的必要条件。OYAMA[30]的研究也表明，与之类似的对流爆发活动虽可以影响云顶的流出，但对 TC 的增强影响并不大。另外，虽然 PCT85 最小值小于 190 K 的出现频率在 RI 发生时达 71%，但在 RI 发生前 12 小时，该频率已经达到 65%. 由此说明，大部分发生 RI 的 TC 在增强前 12 小时以前，内核区就已经有强对流的发生。

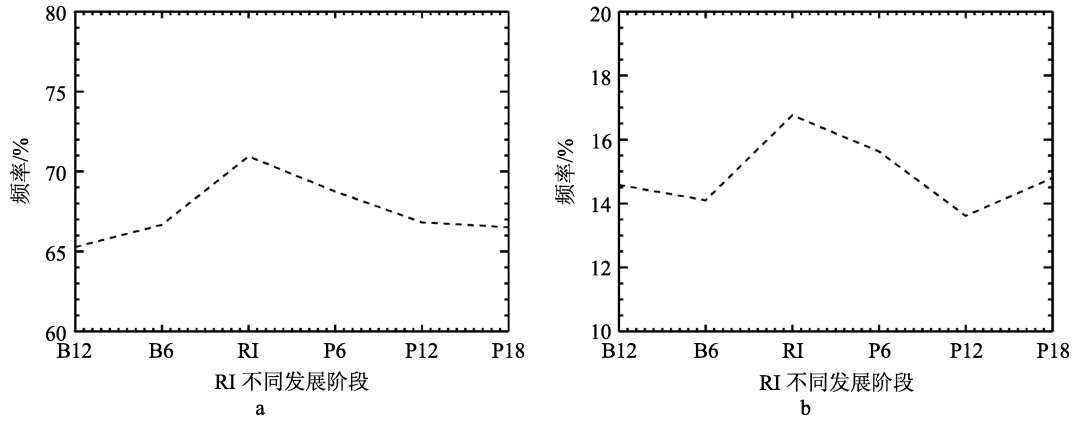


图 9 PCT85 最小值小于 190 K（a）和 PCT37 最小值小于 250 K（b）在 RI 前后的频率

Fig. 9 Occurance frequencies of minimum PCT85 below 190 K (a) and minimum PCT37 below 250 K (b) before and after RI onset

3 讨论与结论

本文主要利用 DMSP/SSMI 和 TRMM/TMI 近 24 年的 37 GHz 与 85 GHz 微波亮温数据，以及 JTWC 最佳路径资料和 ECMWF ERA-Interim 再分析资料，分析了西北太平洋海域不同强度变化阶段，特别是 RI 阶段 TC 内核区的微波特征，主要结论如下：

1）虽然内核区是 TC 中对流活动强烈的区域，但 PCT85 和 PCT37 的分布仍然以弱的冰散射信号为主。与其他强度变化阶段相比，RI 期间 TC 内核区微波亮温主要集中于风切变的左侧区域。随着 RI 发生，小于 190 K 的 PCT85 和小于 260 K 的 PCT37 会由 0.5º内切变左侧逐渐向中心附近移动形成环形，225～250 K 的 PCT85 和 260～270 K 的 PCT37 的形态变化与强散射信号相似，但主要集中在 0.5º～1.0º区域内。

2）RI 阶段 TC 内核区小于 190 K、190～225 K 的 PCT85 和小于 260 K、260～270 K 的 PCT37 在风切变左侧的平均面积明显大于右侧。RI 发生前，内核区顺风切变右侧 190～225 K、225～250 K 的 PCT85 和 260～270 K 的 PCT37 的平均面积会逐渐增加，而 RI 发生后，不同亮温在各象限的面积差异均减小。

3）在不同强度变化阶段，RI 阶段 TC 内核区亮温面积频率分布最为集中，尤其在 RI 发生前 12 小时，190～225 K 的 PCT85 面积不超过内核区总面积的 30%，225～250 K 的 PCT85 面积不超过总面积的 50%，260～270 K 的 PCT37 面积不超过总面积的 60%. RI 发生后，以上三种亮温面积在高值出现的频率增加，而强散射信号面积的频率分布变化不明显。

4）发生 RI 的 TC，内核区 PCT85 最小值小于 190 K 的频率高于其他强度变化阶段，PCT37 最小值小于 250 K 的频率也高于除 RW 外的其他强度变化阶段，且以上二者的出现频率在 RI 发生前 6 小时有增加的趋势，但在所有发生 RI 的 TC 中出现这一特征的仅占 5%，因此它可能不是导致 RI 发生的必要条件。

[参考文献] (References)

[1] KAPLAN J, DEMARIA M. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the north Atlantic basin[J]. Weather & Forecasting, 2003, 18(6): 1093-1108.

[2] KAPLAN J, DEMARIA M, KNAFF J A. A revised tropical cyclone rapid intensification index for the Atlantic and eastern north Pacific basins[J]. Weather & Forecasting, 2010, 25(1): 220-241.

[3] 端义宏，余晖，伍荣生. 热带气旋强度变化研究进展[J]. 气象学报，2005，63（5）：636-645.
DUAN Y H, YU H, WU R S. Review of the researh in the intensity change of tropical cyclone[J]. Acta Meteorologica Sinica,

2005, 63(5): 636-645. (in Chinese)

[4] 陈光华，黄荣辉. 西北太平洋热带气旋和台风活动若干气候问题的研究[J]. 地球科学进展，2006，21（6）：610-616.
CHEN G H, HUANG R H. Research on clmiatological problems of tropical cyclone and typhoon activity in western north Pacific[J]. Advances in Earth Science, 2006, 21(6): 610-616. (in Chinese)

[5] JIANG H. The relationship between tropical cyclone intensity change and the strength of inner-core convection[J]. Monthly Weather Review, 2012, 140(4): 1164-1176.

[6] RAO G V, MCCOY J H. SSM/I measured microwave brightness temperature (TB's), anomalies of TB's, and their relationship to typhoon intensification[J]. Natural Hazards, 1997, 15(1): 1-19.

[7] CECIL D J, ZIPSER E J. Relationships between tropical cyclone intensity and satellite-based indicators of inner core convection: 85-GHz ice-scattering signature and lightning[J]. Monthly Weather Review, 1997, 127(1): 103-123.

[8] 周顺武，卢怡，赵兵科，等. 利用 TMI 资料估计西北太平洋热带气旋强度的客观方法[J]. 大气科学学报，2015，38（3）：407-413.
ZHOU S W, LU Y, ZHAO B K, et al. An objective method to estimate tropical cyclone intensity over northwest Pacific using TRMM/TMI data[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 2015, 38(3): 407-413. (in Chinese)

[9] KIEPER M E, JIANG H. Predicting tropical cyclone rapid intensification using the 37 GHz ring pattern identified from passive microwave measurements[J]. Geophysical Research Letters, 2012, 39(13): 13804.

[10] HARNOS D S, NESBITT S W. Convective structure in rapidly intensifying tropical cyclones as depicted by passive microwave measurements[J]. Geophysical Research Letters, 2011, 38(7): 1451-1453.

[11] CECIL D J, ZIPSER E J, NESBITT S W. Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part I: quantitative description[J]. Monthly Weather Review, 2002, 130(4): 769-784.

[12] 张文建，许健民，游然. 用 SSM/I 微波遥感图像分析海上台风的螺旋云带[J]. 气象学报，2002，60（4）：477-485.
ZHANG W J, XU J M, YOU R. Analysis of typhoon spiral cloud band at sea with SSM/I image[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2002, 60(4): 477-485. (in Chinese).

[13] SPENCER R W. Rainfall retrieval over land and ocean with the SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1989, 6(2): 254-273.

[14] CORBOSIERO K L, MOLINARI J. The effects of vertical wind shear on the distribution of convection[J]. Monthly Weather Review, 2002, 130(8): 2110-2123.

[15] CHEN S S, KNAFF J A, MARKS Jr F D. Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM[J]. Monthly Weather Review, 2005, 134(11): 3190-3208.

[16] CHEN Q Z, FANG J. Effects of vertical wind shear on intensity and structure of tropical cyclone[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2012(2): 172-186.

[17] HANLEY D, MOLINARI J, KEYSER D. A composite study of the interactions between tropical cyclones and upper-tropospheric troughs[J]. Monthly Weather Review, 2001, 129(10): 2570-2584.

[18] TAO C, JIANG H, ZAWISLAK J. The relative importance of stratiform and convective rainfall in rapidly intensifying tropical cyclones[J]. Monthly Weather Review, 2017, 145(3): 795-809.

[19] 王伟，余锦华. 东风和西风切变环境下西北太平洋热带气旋快速增强特征的对比[J]. 大气科学学报，2013，36（3）：337-345.
WANG W, YU J H. Characteristic comparison between the rapid intensification of tropical cyclones in easterly and westerly wind shear over the northwest Pacific[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 2013, 36(3): 337-345. (in Chinese)

[20] 谢礼江，邱新法，王伟. 西北太平洋热带气旋快速增强与环境垂直风切变统计分析[J]. 热带地理，2013，33（3）：242-249.
XIE L J, QIU X F, WANG W. Rapid intensification of tropical cyclones and vertical wind shear over the northwest-Pacific[J]. Tropical Geography, 2013, 33(3): 242-249. (in Chinese)

[21] WANG Y, RAO Y, TAN Z M, et al. A statistical analysis of the effects of vertical wind shear on tropical cyclone intensity

change over the western north Pacific[J]. Monthly Weather Review, 2015, 143(9): 3434-3453.

[22] 梅双丽，江静. 西北太平洋热带气旋迅速增强特征及其影响因子[J]. 热带气象学报，2012，28（1）：1-11.
MEI S L, JIANG J. Characteristics and influence factors of rapid intensification of tropical cyclones in the western north Pacific[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2012, 28(1): 1-11. (in Chinese)

[23] 中国气象局. GB/T 19201—2006 热带气旋等级[S]. 北京：中国标准出版社，2006.
China Meteorological Administration. GB/T 19201—2006 Grade of tropical cyclones[S]. Beijing: China Standard Press, 2006. (in Chinese)

[24] CECIL D J, ZIPSER E J. Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part II: intercomparison of observations[J]. Monthly Weather Review, 2002, 130(4): 785-801.

[25] ALVEY G R I, ZAWISLAK J, ZIPSER E. Precipitation properties observed during tropical cyclone intensity change[J]. Monthly Weather Review, 2016, 143(11): 4476-4492.

[26] CECIL D J. Relating passive 37-GHz scattering to radar profiles in strong convection[J]. Journal of Applied Meteorology Climatology, 2011, 50(1): 233-240.

[27] ZAGRODNIK J P, JIANG H. Comparison of TRMM precipitation radar and microwave imager rainfall retrievals in tropical cyclone inner cores and rainbands[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2013, 118(1): 29-42.

[28] TAO C, JIANG H. Distributions of shallow to very deep precipitation-convection in rapidly intensifying tropical cyclones[J]. Journal of Climate, 2014, 28(22): 8791-8824.

[29] 盛裴轩，毛节泰，李建国，等. 大气物理学[M]. 北京：北京大学出版社，2003.
SHENG P X, MAO J T, LI J G, et al. Atmospheric physics[M]. Beijing: Peking University Press, 2003. (in Chinese)

[30] OYAMA R. Relationship between tropical cyclone intensification and cloud-top outflow revealed by upper tropospheric atmospheric motion vectors[J]. Journal of Applied Meteorology & Climatology, 2017, 56(10): 2801-2819.