

微波成像仪通道对降水云参数响应的数值模拟研究^{* 1}

王 雨^{1,2} 傅云飞¹

WANG Yu^{1,2} FU Yunfei¹

1. 中国科学技术大学,地球与空间科学学院,卫星遥感和气候环境实验室,合肥,230026

2. 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室,北京,100029

1. *Laboratory of Satellite Remote Sensing and Climate Environment, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China*

2. *State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2007-11-02 收稿,2008-06-12 改回.

Wang Yu, Fu Yunfei. 2010. Responses of TMI channels to precipitation cloud parameters as suggested by numerical simulation. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(3):315-324

Abstract Since microwave signals are very sensitive to the variability in the type and structure of precipitation clouds, retrieving the precipitation cloud parameters based on the satellite-borne microwave observations is still one of the most challengeable problems. In order to investigate the characteristics of microwave signals on TMI channels in responding to two precipitation cloud types of stratus and convective clouds, a radiative transfer model (MWRT) with a better treatment of the solid precipitation particles is used in this paper to simulate microwave brightness temperatures (TB) under the condition of different surface and precipitation cloud parameters. In addition, variations of combined TB from multiple channels are also analyzed which include the polarization difference (D) as a mirror of emission signals (for ocean) as well as the 85 GHz polarization corrected temperature (PCT85) for ocean and the vertical frequency polarization difference (VFD) for land as functions of scattering signals, so as to theoretically explore the precipitation retrieval method. The results show that both of D and PCT85 decrease as increasing rain rate over ocean, among which D_{10} and PCT85 are able to reflect well the variation of rain rate but with the former in a greater extent affected by the surface conditions and the latter by the cloud properties such as the height of the freezing level and the size of graupel. On the other hand, though D_{19} and D_{37} are insensitive to both surface conditions and the height of the freezing level they show no polarization difference in the case of high rain rate, implying that they are unsuitable to retrieving rain rate. Over land, the VFD with the higher frequency as 85 GHz shows a good response to rain rate and augments with increasing rain rate, among which VFD37-85 is hardly influenced by surface conditions but strongly affected by cloud properties. Especially, for the channel of 37 GHz, owing its high sensitivity to variations in liquid water so that scattering signal is easily confused by emission signal, it is difficult that the VFDs with the higher frequency like 37GHz are applied to investigate the relationship between rain rate and microwave signals. Besides, since the existence of graupel in convection clouds would have complicated the characteristics of scattering signals, PCT85 and VFD would worse respond to rain rate for convection clouds than for stratus clouds. Based on the results above, a theoretical approach to retrieving rain rate can be suggested as follow: over ocean it is preferred to use D_{10} with proper surface conditions or PCT85 with proper height of freezing level, and over land use

* 资助课题: 国家自然科学基金重点项目(40730950)、青年科学基金项目(40805008)、面上项目(40675027)、科技基础性工作专项重点项目(2007FY110700)及中国科学院大气物理研究所 LAPC 开放课题(LAPC-KF-2006-19)。

作者简介: 王雨,主要从事卫星微波反演及应用研究。Email:wangyu09@ustc.edu.cn

通讯作者: 傅云飞,主要从事卫星遥感分析和反演及在天气气候领域的应用研究。Email:fyf@ustc.edu.cn

VFD37-85 with proper type (stratus or convection) of precipitation clouds.

Key words TMI, Stratus cloud, Convection cloud, Precipitation, MWRT

摘 要 由于降水云类型和结构等的差异,将导致微波信号出现不同的响应,因此基于星载微波仪器观测结果对降水云参数进行反演仍是目前国际上的难题之一。为了解层云和对流云等两类降水云的 TMI 微波信号特点,本文以相应的结构模型为基础,利用微波辐射传输模式 MWRT 分别模拟了不同下垫面和降水云参数条件下的 TMI 各通道微波亮温,并分析了各种组合通道信号,包括反映发射信息的极化差 D (洋面)及反映散射信息的高频极化校正亮温 PCT85(洋面)和高低频率垂直极化差 VFD(陆面)的变化情况,以此从理论上探讨可能的降水反演方法。研究结果表明:在洋面, D 和 PCT85 均随降水率的升高而减小,其中 D_{10} 和 PCT85 都能很好地反映降水率的变化,但分别受地表状况和云体性质(冻结层高度和霰粒大小)的影响较大; D_{19} 和 D_{37} 虽然对下垫面状况和冻结层高度都不甚敏感,但随降水率的增加,存在极化丧失现象,因此不适合反演降水。在陆面,较高频取 85 GHz 的 VFD 与降水率有很好的对应关系,随降水率的增长而增大,其中 VFD37-85 受地表状况影响最小,但受云体性质影响较大;37 GHz 对液态水变化敏感,其发射效应易混淆散射信号,故较高频取 37 GHz 的 VFD10-37 和 VFD19-37 不适合研究降水与微波信号之间的关系;层云与对流云存在有无霰粒的差异,会对微波散射性质造成影响,导致 PCT85 和 VFD 对层云降水率的响应要高于对流云。

关键词 TMI, 层云, 对流云, 降水, MWRT

中图法分类号 P405

1 引 言

降水云及降水,一方面释放潜热影响大气环流;另一方面,降水补充海陆淡水,是全球水分循环中的重要环节。最近,对热带测雨卫星(TRMM)的测雨雷达(PR)和可见/红外辐射计(VIRS)探测结果的研究表明,降水云与非降水云的云参数存在很大差异(刘奇,2007),因此降水云与非降水云参数的辐射强迫作用也会存在差别。

在卫星遥感观测出现之前,对降水云及降水的研究主要以地基天气雷达和雨量计观测为主,但这两种观测方式受地域影响较大,如在无人区和洋面一般不能使用这两种方法。而卫星遥感则能很好地解决这一问题。其中,利用可见/红外探测能够了解云顶信息,并通过阈值方法识别降水云,只是降水阈值的判识、云顶温度与降水强度关系的建立存在一定的不确定性(Todd, et al, 1995);PR 能够根据回波信号识别降水云,因此其探测结果被广泛地应用于降水云结构特征的研究;被动微波探测(如 SSM/I、TMI 等)与降水云本身的物理性质相联系(Wilheit, et al, 1994),虽然在分层结构探测上有其局限性,但在对气柱积分的降水云水、云冰和降水量反演研究方面具有很大优势(王雨等, 2006; Wang, et al, 2008)。如 Liu 等(1998)利用 SSM/I 微波信号研究了云发射和散射信号关系;Spencer(1986)利用 37GHz 的散射效应对洋面降水进行了反演;利用

TMI 和 PR 探测结果,Fu 等(2001)分析了两种不同的热带降水云(层云和对流云)的 19 和 85 GHz 微波发射和散射信号变化特征;Liu(2003)综合 TMI 和 VIRS 资料研究季风区降水云特征;傅云飞等(2003,2007)分别比较了不同的 TMI 通道组合亮温与降水的关系;Prabhakara 等(2002)和李万彪等(2001)也对陆地降水进行了反演研究。上述工作都是基于实测微波信号,而本文将从理论上利用辐射模式来分析研究被动微波信号对降水云参数的响应。

相比于非降水云,降水云的微波响应特征更为复杂。这主要是由于降水的出现,不仅增加了柱水含量,从而增强了发射辐射;并且降水粒子尺度比微波波长更大,致使散射效应(特别是高频)变得更加重要;此外强对流降水云中所含的云冰及霰粒(或雹粒,以下统称为霰粒)也能够增强散射效应。因此,对于微波探测而言,在不同降水云和降水率条件下,发射和散射效应将发生怎样的变化,从而造成不同通道亮温如何改变,这些问题对微波反演地表降水非常重要。在过去的辐射传输模式中,由于对霰粒等固态降水粒子处理得相对简单,会导致计算结果出现很大的偏差。故在本文中,我们将利用对固态降水粒子处理得更加细化的辐射传输模式(Liu, 1998;2004)(MWRT)来模拟副热带地区层云降水和对流云降水的 TMI 微波亮温,进而分析不同条件下,TMI 通道微波信号对降水云的响应特点。

2 模式及云模型

2.1 辐射传输模式

本文采用的微波辐射模式是 Liu(1998,2004)设计的平面平行微波辐射传输模式(MWRT)。除考虑地表类型、温度、发射率、云水、水汽含量外,该模式还细分了多种冰粒子,并分别计算散射系数;亦可根据研究区域的不同,定义不同的冰粒子分布模型;还可根据研究者的需要,选取不同的霰粒密度及霰粒含量等;此外,模式也可输入不同的降水率(固态及液态),用以研究微波信号对降水的响应。因此 MWRT 非常适用于研究各种降水云的微波响应特点。

2.2 云模型

众所周知,降水云主要分为两大类:层云和对流云,两类云具有不同的特点和降水特征(傅云飞等,2008)。Liu 等(2001)以及 Fu 等(2001)的研究表明,二者不同的云微物理过程(降水粒子的增长和蒸发)可导致降水率廓线出现显著的差异。此外,对于不同下垫面(海洋或陆地),由于上升运动的强度不同,降水率廓线也存在区别。而降水率廓线的差异会使微波发射和散射信号呈现不同的特点,因此在

本文中,我们分别建立层云和对流云模型,用于研究它们各自的微波响应特点。

2.2.1 层云模型

对于层云,已有研究表明其内部不存在明显的强固态降水(如霰粒等)(Stith, et al,2002),因此在层云模型(图 1a)中设定无霰粒降水。该模型中,层云的降水率廓线由 Liu 等(2001)的平均陆地和海洋廓线算法得到。当地表降水率不同时,降水率廓线形状相同,仅不同高度层降水率有所差别。在模式模拟中,我们分别取地表降水率从 0.3 到 30 mm/h 不等。此外,取冻结层高度为水云高度,水云厚度为 1 km,该高度以下为降雨;在水云之上存在一层冰水混合层,厚度为 1 km。在该层降水为雪雨混合;混合层以上为冰云层,降水型式为降雪。

2.2.2 对流云模型

由于对流云中存在强固态降水粒子——霰粒,因此对流云模型(图 1b)必须考虑霰粒降水。模型中基本的降水率廓线也来源于 Liu 等(2001)的算法。模型设定在冻结层高度以下为降雨,且存在一水云层(1 km);在冻结层以上为 2 km 的冰水混合层,且为雨霰混合降水;再往上为冰层,为霰雪混合降水。

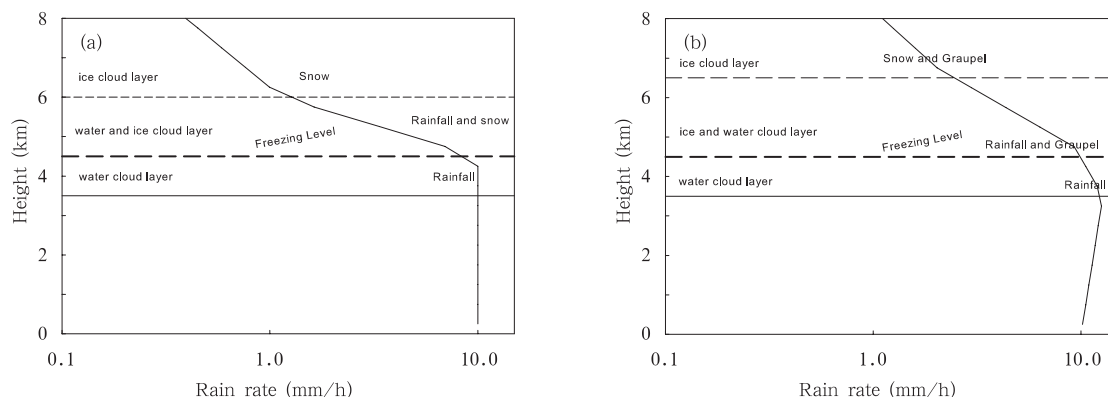


图 1 两种云模型(a.层云, b.对流云)

Fig.1 Stratus (a) and convection (b) cloud model

2.3 模拟方法

考虑到洋面和陆面辐射背景的巨大差异,模拟在两种下垫面(海洋和陆地)条件下进行,以达到研究不同下垫面 TMI 微波信号对不同类型降水云参数的响应之目的。模式中输入的两种类型降水云云水、云冰、地表和冻结层高度等参数典型值如表 1 所

示,并在此基础上,通过改变某一参数,在不同降水率条件下分析该参数的变化导致的各通道亮温差异变化,来研究该参数对 TMI 信号的影响程度。模拟试验分两组进行,两组模拟试验中的地表温度、风速、陆地表发射率、霰粒密度和冻结层高度取值如表 2 所示。

表 1 降水云模式输入参数典型值

Table 1 Typical values of the parameters for the two types of precipitating clouds (stratus and convection) as the inputs in the model

	地表温度(K)	风速(m/s)	陆地表发射率	云水含量(g/m ²)	云冰含量(g/m ²)	霰粒密度(g/cm ³)	冻结层高度(km)
层云	293	4	0.8	1000	1000	—	4.5
对流云	298	8	0.8	1000	1000	0.3	5.0

表 2 两组模拟试验参数选值

Table 2 Two sets of the parameters as the inputs in the model for the simulations

	地表温度 (K)	风速 (m/s)	陆地表发射率	霰粒密度 (g/cm ³)	冻结层高度 (km)
参数 1	303	20	0.95	0.3	5.0/5.5 *
参数 2	288	0	0.6	0.1	4.0/4.5 *

* 表示层云,其余为对流云

The value with * is for stratus clouds and, otherwise for convection clouds

3 模拟结果和分析

3.1 层云

3.1.1 海洋下垫面

对于海洋冷地表,液态降水粒子及云水的发射信息很容易被微波探测到。同时,降水云中一般都含有固态水粒子,如冰、雪等,所以微波信号中也包含了相应的散射信息。发射和散射信息相互作用,使得单一微波通道的亮温十分复杂。如对于 37 GHz 而言,当降水率较小时(<4 mm/h),由于发射效应将造成亮温增加,但随着降水率的增加,降水粒子密度和大小增加,散射效应逐渐增强,亮温反而减小(Spencer, 1986)。因此,随降水率的不同,单通道亮温非单调变化的性质决定了只能采用通道组合技术来分离相互干扰的降水云的散射和发射信息,从而用于分析微波对降水云的响应特点。对于高极化性的洋面,水平通道和垂直通道亮温存在明显的极化差异(Liu, et al, 2001),而云水和降雨等液态水粒子的发射性质则能降低这种极化差异,故可采用某一频率的极化差($D = T_{Bv} - T_{Bh}$)来反映液态水的发射作用(Liu, 1998),其中, T_{Bv} 和 T_{Bh} 分别表示同频率的垂直通道和水平通道亮温。 D 越小,发射效应越明显。而高频 85 GHz 的极化校正亮温 PCT85(Spencer, et al, 1989)可用于描述微波散射信息。PCT85 越低,则表明散射效应越显著。因此,利用 D 和 PCT85,可实现发射和散射效应的分离,故我们将通过分析 3 个低频通道(10、19 和 37 GHz)的极化差 D_{10} 、 D_{19} 和 D_{37} ,以及高频 85 GHz 的

PCT85 随不同降水率的变化情况,来研究洋面条件下 TMI 微波信号对降水云的响应特征。其中,根据 Spencer 等(1989)的做法,取 $T_{PC85} = 1.818T_{B_{85V}} - 0.818T_{B_{85H}}$,其中 T_{PC85} 为 PCT85, $T_{B_{85V}}$ 为 $T_{B_{85V}}$, $T_{B_{85H}}$ 为 $T_{B_{85H}}$ 。

图 2 给出了典型洋面条件下, D_{10} 、 D_{19} 、 D_{37} 和 PCT85 随层云降水率(指地面降水,下同)的变化情况。总体而言,极化差和 PCT85 都是随降水率的增加而减少。在发射信息方面,当降水出现后, D_{37} 很小(约 20 K),且随降水率的增加而急剧减少,当降水率为 5 mm/h 时,极化性就几乎完全丧失(极化差为 0 K); D_{19} 的变化较 D_{37} 缓慢,但在降水率为 15 mm/h 时也丧失了极化性;而弱降水时, D_{10} 最大,可达 60 K 以上,且当降水率为 30 mm/h 时极化差

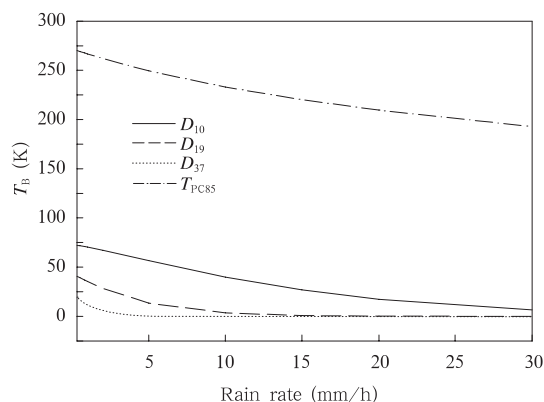


图 2 洋面层云各极化差和 PCT85 的亮温与降水率的关系

Fig. 2 Relationship between rain rate and the polarized differences (D) or the PCT85 for stratus over ocean

仍然存在,因此 D_{10} 可用于反演洋面降水。此外,对于反映散射信息的 PCT85,对降水率的敏感性较 D_{10} 更高,故也能很好地反演洋面降水。

利用表 2 中参数,我们计算了试验 1 与试验 2

因参数变化而造成的 D 和 PCT85 的亮温差(定义为试验 1 模拟的 D 或 PCT85 与试验 2 模拟的 D 或 PCT85 之差),用于分析两组试验中因取不同参数对降水云微波信号 D 和 PCT85 的影响大小(图 3)。

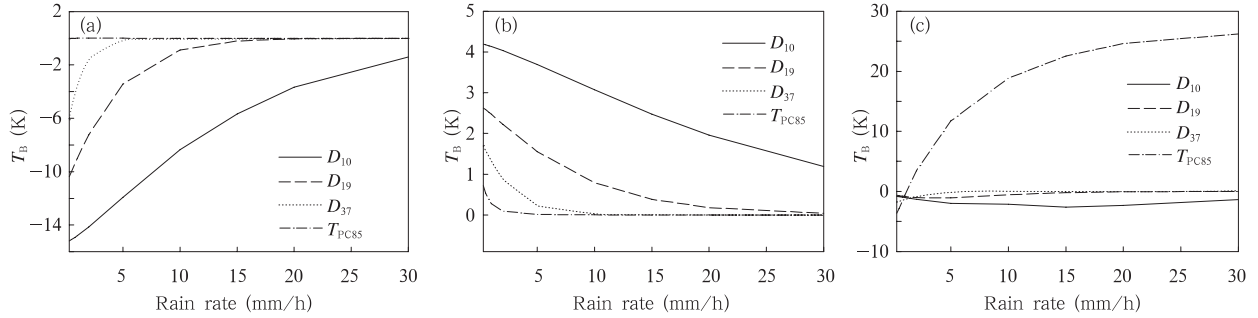


图 3 洋面层云各参数变化导致的极化差和 PCT85 亮温差异与降水率的关系 (a:风速;b:海温;c:冻结层高度)

Fig. 3 D and PCT85 difference (unit: K) caused by the different parameters of wind speed (a), SST (b) and freezing level height (c) as shown in Table 2 vs. rain rate (unit: mm/h) for stratus over ocean

图 3a 反映了风速的变化对 D 和 PCT85 造成的影响。由图中亮温差大致呈现负值知,洋面极化差将随风速的增加将减小。对于极化差 D ,其亮温差随降水率的升高而降低,这是由于随降水率的增加,大气变得越来越不透明,因此对地表状况的依赖性越来越小,如 D_{37} 和 D_{19} 的亮温差分别在降水率为 20 和 5 mm/h 时达到最小值(0 K),且不再随风速发生变化,可认为此时 D_{37} 和 D_{19} 与风速无关。此外,随频率的减小,极化差 D 对风速的敏感性增大,则亮温差也相应增大,其中 D_{10} 的亮温差最大,当降水率为 0.3 mm/h 时,由于风速的改变导致的亮温差可达 -15 K,这是因 10 GHz 对地表状况十分敏感所造成,故若利用 D_{10} 来反演降水,则必须考虑地表情况。而 PCT85 对风速的变化完全不敏感,亮温差一直为 0 K 左右。

从海温对各指数的影响(图 3b)可见, D 和 PCT85 亮温差普遍为正值,表明极化差将随海温的增加而增大。且与风速的影响类似,受海温影响最大的仍是对地表状况最为敏感的 D_{10} ;最不敏感的仍是 PCT85,几乎不随海温变化,故可认为其反映的散射信号几乎不受下垫面状况的影响。由此可知,无论是海温还是风速,都对 PCT85 影响不大,故利用 PCT85 来反演降水,基本上可忽略地表的影响。

冻结层高度对降水云微波信号及降水反演有很大的影响。研究表明,冻结层高度设定的误差,可造

成 TMI 反演降水的结果偏低(Ikai, et al, 2003)。为了解冻结层高度对微波信号的影响,我们在模式中改变冻结层高度,模拟结果如图 3c 所示。对于反映发射信息的极化差,冻结层高度的变化对其影响甚小。冻结层高度抬升 1 km,最大极化差降低不到 4 K(D_{10});而 PCT85 则有显著的响应,且随着降水率的增加,这种差异越发明显,如当降水率为 30 mm/h 时,冻结层抬升 1 km, PCT85 将增加 26.3 K。

3.1.2 陆地下垫面

由于陆面的高发射率,使得对陆面上降水粒子发射信号的探测十分困难,且因陆面无极化性,故用于洋面上反映发射信息的极化差,和反映散射信息的 PCT85 在纯粹的陆地(不含水)上不再适用。但在陆地下垫面的“暖背景”下,液态降水粒子和云冰等固态粒子米散射强度与微波频率成比例关系,因此通常可用高低频之间的垂直极化差(VFD)来提取降水云的散射信号,进而反演地表降水。如 Prabhakara 等(2002)利用 19 和 37 GHz 的垂直极化差来表示陆面降水情况,Grody(1984)利用 37 和 85GHz 的垂直极化差来探测降水云的散射信号。为揭示不同通道之间的垂直极化差与地表降水率的关系,我们分别计算了降水云的 VFD_{10-85} 、 VFD_{19-85} 、 VFD_{37-85} 、 VFD_{10-37} 和 VFD_{19-37} 。此处定义 $D_{VF_{A-B}} = T_{BA} - T_{BB}$; $D_{VF_{A-B}}$ 为 VFD_{A-B} ; T_{BA} 和 T_{BB} 分别表示较低和较高两个频率的垂直极化亮温。

在典型陆面层云降水条件下,从 VFD 随降水率的变化(图 4)可见,随降水率的升高,对应着降水云中更多的水、冰粒子出现,从而导致高频米散射效应增强,则高频亮温降低,所以 VFD 随降水率的升高而升高。但不同 VFD 之间仍存在差异:高频信号取 37 GHz 时敏感性较低,特别是 VFD_{19-37} ,在降水率较高时(15 mm/h 左右)有饱和现象出现,其值为 20 K;而高频信号取 85 GHz 时敏感性较大,VFD 与降水率之间的对应关系更好,其中对降水率敏感性最高的是高低频相差最大的 VFD_{10-85} ,当降水率从 0.3 变化至 30 mm/h 时,其值可升高 140 K 以上。

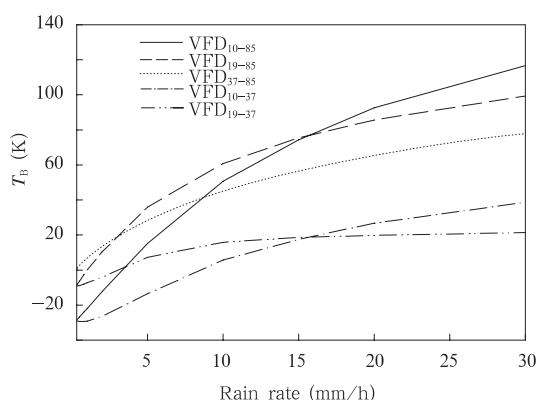


图 4 陆面层云各垂直极化差亮温与降水率的关系

Fig. 4 Relationship between rain rate (unit: mm/h) and the vertical polarized differences (VFD) for stratus over land

各参数变化对 VFD 造成的亮温差(图 5),因地表发射率的升高,将导致各通道亮温的升高,且频率越低,升高幅度越大,故 VFD 将升高,则高低地表

发射率的 VFD 亮温差增大(图 5a)。但随降水率的增加,大气不透明度的增强,由地表发射率造成的亮温差逐渐被削弱。相对于 10 GHz,更高频率亮温对地表发射率的敏感性更低,因此亮温差更易随降水率的升高而达到 0 K,如 VFD_{19-85} 、 VFD_{37-85} 和 VFD_{19-37} 。特别是 VFD_{37-85} ,当降水率为 5 mm/h 时,亮温就不受地表发射率的影响了(此时 VFD_{37-85} 亮温差为 0 K)。而低频为 10 GHz 的 VFD,直到降水率超过 30 mm/h,地表发射率的变化仍会对亮温造成影响。此外,对于高频取 37 GHz 的 VFD,在降水率较小时,亮温差甚至会升高,这是由于当地表发射率较低,地表辐射不强时,液态水在 37 GHz 的强发射使得发射信息能够体现出来,并且降水率较小时,散射作用不强,故此时发射信号占优,导致 37 GHz 亮温随降水率的升高而升高,从而造成 VFD 亮温差在降水率较低时有一个升高的趋势。而随着降水率的进一步增强,散射信号掩盖了发射信号,则造成 37 GHz 亮温的降低,因此 VFD 亮温差也逐渐降低。

与地表发射率影响 VFD 类似的结论,也出现在由地表温度改变导致的 VFD 响应中(图 5b)。如地表温度的升高将增加 VFD,随降水率的增加亮温差减小,以及高频取 37 GHz 的 VFD 在低降水率时亮温差的增长等,都能用与地表发射率类似的分析来加以说明,在此不再重复。

在降水率廓线不变的条件下,冻结层高度的变化,会导致固液态降水粒子含量的变化(Wilheit, et al, 1991),散射性质(特别是高频)也随之发生变化,从而造成亮温的改变。一般而言,冻结层越高,亮温也越高(特别是高频),因此随冻结层高度的升高,VFD 的差值表现为负值(图 5c)。而随着降水率的增加,固液

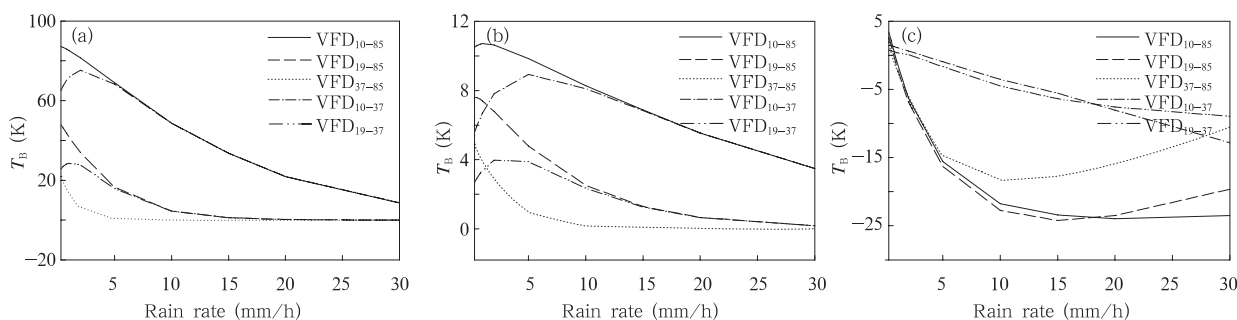


图 5 陆面层云各参数变化导致的亮温差异与降水率的关系

(a. 地表发射率, b. 地表温度, c. 冻结层高度)

Fig. 5 VFD difference (unit: K) caused by the different parameters of surface emissivity (a), surface temperature (b) and freezing level height (c) as shown in Table 2 vs. rain rate (unit: mm/h) for stratus over land

态降水粒子比例差异更加明显,故不同冻结层高度的各频率亮温差(特别是较高频)加剧,则 VFD 的差值逐步增大。但随着降水率的增加,亮温差的变化率在逐渐减小。特别是 VFD_{19-85} 和 VFD_{37-85} ,当降水率分别超过 15 和 10 mm/h 时,其 VFD 的差异反而减小。这是因为当降水率较低时,由冻结层高度变化导致的固液态降水粒子比例差异,对低频散射信号影响不大,此时 VFD 的差异主要由高频散射信号所决定;但当降水率增大后,低频的散射信号也增强,此时低频亮温差也增大,故对高频亮温差有一定的抵消作用,从而导致 VFD 的差值减小。

3.2 对流云

对流云与层云相比,除降水率廓线有所区别外,另一个大的差异在于霰粒的出现。因此,除了分析与层云类似的降水率、海温、风速、陆地发射率以及冻结层高度变化对 D 、PCT85 以及 VFD 造成的影响外,我们还将研究微波信号对对流云霰粒密度的响应特点。

3.2.1 海洋下垫面

图6反映了典型洋面条件下各极化差和PCT85

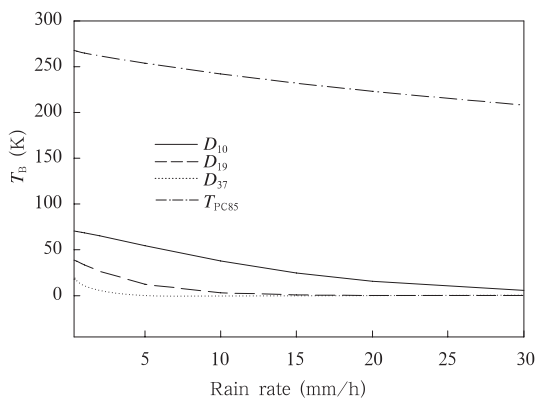


图 6 洋面对流云各极化差和 PCT85 的亮温与降水率的关系

Fig. 6 Same as Fig. 2 but for convection cloud

随对流云降水率的变化关系。与层云相同,极化差和 PCT85 都随降水率的增加而减少; D_{19} 和 D_{37} 分别在降水率为 15 和 5 mm/h 时丧失极化性; D_{10} 和 PCT85 无极化丧失现象,并且对降水率的敏感性都很高,如降水率从 0.3 mm/h 变化至 30 mm/h,二者亮温都增加 60 K 以上。因此,无论对流云还是层云,都能用 D_{10} 和 PCT85 来反演洋面降水。但由于霰粒的有无,造成了散射性质的变化,导致对流云 PCT85 对降水率的响应要低于层云。如当降水率

从 0.3 mm/h 升高到 30 mm/h,对流云 PCT85 降低 60.0 K,而层云则降低 77.4 K。

随对流云降水率的不同,海温、风速、冻结层高度和霰粒密度的改变对 D 和 PCT85 的影响(图 7)与层云相比,海温、风速和冻结层高度对极化差和 PCT85 的影响非常相似(图 7a—c),在此不再重复。其中,海温和风速变化,对 D 和 PCT85 造成的亮温差,两类云相差不到 1 K;但由于廓线的差异和霰粒的出现,导致对流云中冻结层抬升引起 PCT85 的差异较层云减小(图 7c)。这也再次证明了对流云散射信号对降水率响应较低的事实。例如当降水率从 0.3 mm/h 增大到 30 mm/h 时,层云 PCT85 增加 29.9 K,大于对流云的 PCT85 增加值(24.9 K)。

霰粒密度的变化,大小的差异会带来散射效应的差异(图 7d)。对于反映发射性质的极化差,霰粒密度的变化不会对其造成任何影响;而 PCT85 则会随着霰粒密度的增大而减小,故亮温差呈现负值。并且,随降水率的增加,霰粒数目的增加,这种差异逐渐增大。

3.2.2 陆地下垫面

在典型陆面条件下,各 VFD 随降水率的变化(图 8)与层云相比,各个 VFD 变化趋势类似,即随降水率的增加,散射效应增强,VFD 越来越大。同样地,VFD 的高低频率差越大,则对降水率的敏感性越高。特别是较高频取散射作用更强的 85 GHz 的 VFD(VFD_{10-85} 、 VFD_{19-85} 和 VFD_{37-85})敏感性更高;而 VFD_{19-37} 敏感性最低,甚至在降水率为 10 mm/h 左右时有饱和现象存在。此外与洋面相同,由于两种降水云结构的不同(降水率廓线的差异,特别是霰粒的存在),造成散射效应的差别,导致对流云各 VFD 对降水率的敏感性较层云有不同程度的降低。如降水率从 0.3 mm/h 变化到 30 mm/h,层云各 VFD 分别变化 145.1 K(VFD_{10-85})、108.0 K(VFD_{19-85})、77.5 K(VFD_{37-85})、67.6 K(VFD_{10-37})和 30.4 K(VFD_{19-37}),均大于对流云相应的变化(125.4 K、89.9 K、63.7 K、61.7 K 和 26.2 K)。相比而言,降水云类型的差异,造成较高频取 85 GHz 的 VFD 对降水率的敏感性有更大的改变,这是由该频率较 37 GHz 更高,波长更小,对霰粒的响应更大所引起。

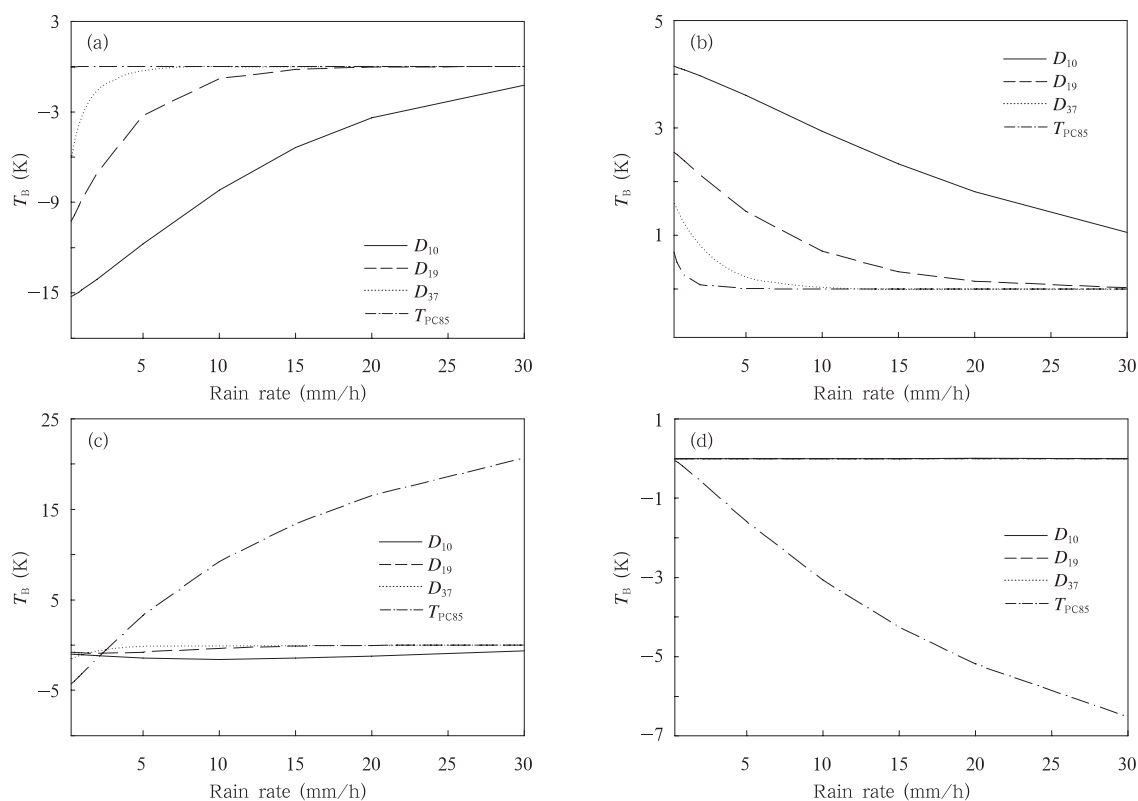


图 7 洋面对流云各参数变化导致的极化差和 PCT85 亮温的差异与降水率的关系

(a. 风速, b. 海温, c. 冻结层高度, d. 霰粒密度)

Fig. 7 D and PCT85 difference (unit: K) caused by the different parameters of wind speed (a), SST (b), freezing level height (c) and graupel density (d) as shown in Table 2 vs. rain rate (unit: mm/h) for convection cloud over ocean

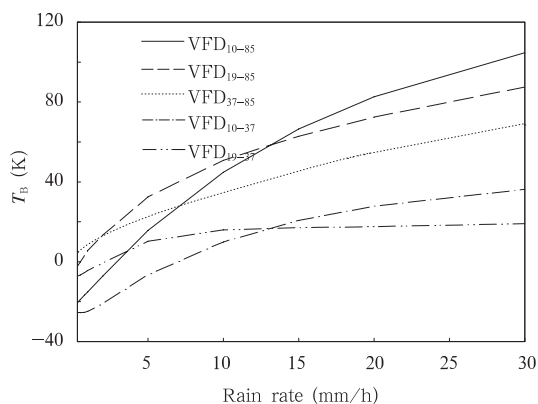


图 8 陆面对流云各垂直极化差亮温与降水率的关系

Fig. 8 Same as Fig. 4 but for convection cloud

各参数的变化导致 VFD 的差异(图 9)。地表状况(地表发射率和地表温度)的改变造成的 VFD 差异(图 9a 和 9b)与层云非常相似: VFD 都随地表发射率和地表温度的升高而升高,因此亮温差为正

值;且随降水率的增加,这种差异逐渐减小。与层云的相似性不仅反映在各 VFD 差值随降水率的变化趋势上,而且具体的差值两类云也相差很小。这表明,无论是何种降水云,降水结构有何差异,它们对地表状况的响应都大同小异。

而对流云冻结层高度的抬升所引起的各 VFD 差异(图 9c),也和层云类似,差值为负,且随降水率的升高而增大,但具体的形式有所差别,特别是 VFD_{19-85} 和 VFD_{37-85} 在强降水时的亮温差并没有出现反向增长。通过进一步的计算知,这是由于,虽然对流云中冻结层抬升引起的较低频通道亮温差也会随降水率的升高而增加,但不如层云显著。

由图 9d 可知,霰粒的增大将导致反映散射信息的 VFD 升高,因此其差值表现为正值,特别是对于较高频取散射性质更强的 85 GHz 的 VFD 差值更显著。并且随降水率的升高,这种差异有增加的趋势。但随着降水率的升高,低频的散射效应逐渐加强(特别是 19 和 37 GHz),对高频的散射差异是一

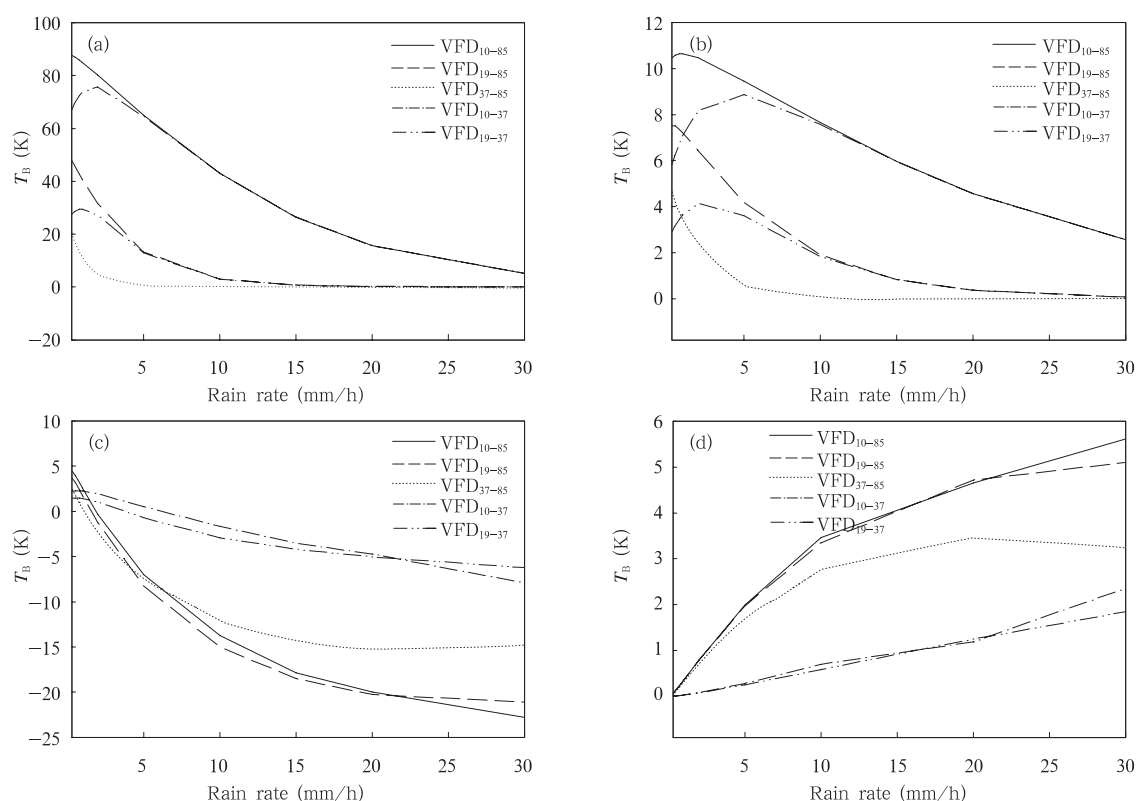


图9 陆面对流云各参数变化导致的 VFD 的亮温差异与降水率的关系

(a. 地表发射率, b. 地表温度, c. 冻结层高度, d. 霰粒密度)

Fig. 9 VFD difference (unit: K) caused by the different parameters of surface emissivity (a), surface temperature (b), freezing level height (c) and graupel density (d) as shown in

Table 2 vs. rain rate (unit: mm/h) for convection cloud over land

种削弱,故 VFD 差值的变化率在逐渐减小。

4 结论与讨论

本文在两类降水云模型基础上,利用微波辐射传输模式 MWRT 分别对不同下垫面状况和云性质的层云和对流云进行了模拟研究,分析了不同条件下这两类云的 TMI 微波通道响应特征。

对于海洋冷地表,我们分别利用 3 个低频通道的极化差 D 和高频通道的极化校正亮温 PCT85 来研究降水云的发射和散射特征。研究表明,对发射信号而言,随降水率的增加,各低频通道极化差逐渐减小;当降水率小于 30 mm/h 时, D_{10} 无极化丧失现象,且受冻结层高度的影响较小,但由于长波长的穿刺效应,导致对下垫面状况的变化(海温、风速)有明显响应; D_{19} 和 D_{37} 虽然对下垫面状况和冻结层高度都不甚敏感,但随降水率的增加,存在极化丧失现象,如 D_{19} 的极化丧失降水率为 15 mm/h,而 D_{37} 更低,仅为 5 mm/h。对散射信息而言,随着降水率的增加,固液态降水粒子的增多, PCT85 逐渐减小;

此外 PCT85 还明显受与固态水有关的量的影响,如冻结层高度、霰粒大小等;但 PCT85 对下垫面状况的变化几乎无响应。

对于陆地下垫面,降水云的发射信号往往被陆面强辐射所淹没,且纯粹的陆面也不具极化性。因此,要寻求降水云与微波信号之间的关系,通常只能通过反映散射信息的高低频率垂直极化差(VFD)来进行研究。研究表明,随降水率的增加,降水粒子也相应增加,散射作用增强,所有 VFD 都升高;37 GHz 对液态水变化敏感,其发射作用易混淆散射信号,故较高频取 37 GHz 的 VFD_{10-37} 和 VFD_{19-37} 不适合研究降水与微波信号之间的关系;较高频取 85 GHz 的 VFD 无饱和现象,且散射信号占主导,适用于反演降水;VFD 对下垫面状况的响应较小(除 VFD_{10-37} 外),特别是 VFD_{37-85} ,当降水率大于 5 mm/h 时,可以完全屏蔽掉下垫面的信号,而 VFD_{19-85} 在降水率大于 15 mm/h 时也有相应的效果;85 GHz 的强散射性质,导致 VFD_{10-85} 、 VFD_{19-85} 、 VFD_{37-85} 对冻结层高度变化的响应明显高于

VFD₁₀₋₃₇ 和 VFD₁₉₋₃₇。

层云与对流云的最大区别在于霰粒的有无,故对发射信号 D , 二者区别不大,但散射信号 PCT85 或 VFD, 却存在一定的差别: 由于固态降水粒子的差异, 造成尺度参数的不同, 米散射性质有所区别, 从而导致对流云的 PCT85 和 VFD 对降水率的敏感性要低于层云。

综上所述, 我们可以得到一个简单的利用 TMI 微波资料反演降水云中降水率的思路: 对于洋面, 可选择 D_{10} 或 PCT85 来进行反演, 但二者适用范围有所区别: 在下垫面状况(海温、风速)已知情况, D_{10} 的反演结果较好, 且无须考虑层云或对流云的差异; PCT85 适用于冻结层高度已知情况, 且须区分层云和对流云。对于陆面, 最优反演组合通道为 VFD₃₇₋₈₅, 该垂直极化差对下垫面状况不甚敏感, 但须注意冻结层高度带来的误差, 以及层云与对流云的区分。

本文通过 MWRT 的模拟, 定性地讨论了 TMI 微波信号对降水云各个参数的响应特征, 并给出了一个简单的利用 TMI 探测结果反演降水的思路。但对真实的降水云进行定量的反演, 一些问题还须深入的探讨。Petty(1991)指出, 真实降水云的微波信号取决于三大因素: 降雨粒子的柱透射率(发射性质)、降雨粒子的散射性质和像素被降雨粒子覆盖的百分比。本文仅讨论了前两个因素, 而在模式中只能假定降水粒子覆盖率为 100%, 故对于“像素被降雨粒子覆盖的百分比”这一问题, 模式尚无法给出完善的解决办法; 并且, 实际陆地中存在某些湿地, 如湖, 沼泽, 湿润的植被等, 故 TMI 陆面实测微波信号有可能存在极化差, 这也与模式的模拟结果有所出入; 此外, 降水云水与水汽的发射效应也会导致微波亮温的变化, 从而对微波反演降水造成影响。因此, 如何减低或避免以上问题, 都需要进一步的研究。

参考文献

刘奇. 2007. 基于 ISCCP 及 TRMM 观测的热带降水云与非降水云差异的研究[D]. 中国科学技术大学, 134 pp

傅云飞, 刘栋, 王雨等. 2007. 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. 气象学报, 65(3): 316-328

傅云飞, 宇如聪, 徐幼平等. 2003. TRMM 测雨雷达和微波成像仪对两个中尺度特大暴雨结构的观测分析研究. 气象学报, 61(4): 421-431

傅云飞, 张爱民, 刘勇等. 2008. 基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析. 气象学报, 66(5): 730-746

李万彪, 陈勇, 朱元竞等. 2001. 利用热带降雨测量卫星的微波成像仪观测资料反演陆面降水. 气象学报, 59(5): 591-601

王雨, 傅云飞, 刘国胜. 2006. 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, 64(4): 443-452

Fu Y, Liu G. 2001. The variability of tropical precipitation profile and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data. J Appl Meteor, 40: 2130-2143

Grody N C. 1984. Precipitation monitoring over land from satellites by microwave radiometry. Proc. Int. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS'84), Strasbourg, France, 417-422

Ikai J, Nakamura K. 2003. Comparison of rain rates over the ocean derived from TRMM Microwave Imager and Precipitation Radar. J Atmos Ocean Tech, 20: 1709-1726

Liu G. 1998. A fast and accurate model for microwave radiance calculations. J Meteor Soc Japan, 76: 335-343

Liu G. 2003. Determination of cloud and precipitation characteristics in the monsoon region using satellite microwave and infrared observations. Mausam, 54: 51-66

Liu G. 2004. Approximation of single scattering properties of ice and snow particles for high microwave frequencies. J Atmos Sci, 61: 2441-2456

Liu G, Curry J A. 1998. An investigation of the relationship between emission and scattering signal in SSM/I data. J Atmos Sci, 55: 1628-1643

Liu G, Fu Y. 2001. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. J Meteor Soc Japan, 79: 131-143

Petty G W. 1991. Physical retrievals of Over - Ocean rain rate from Multichannel Microwave Imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. Meteor Atmos Phys, 54: 79-100

Prabhakara C, Iacovazzi R Jr, Yoo J M. 2002. TRMM precipitation radar and microwave imager observations of convective and stratiform rain over land and their theoretical implications. J Meteor Soc Japan, 80: 1183-1197

Spencer R W. 1986. A satellite passive 37-GHz scattering-based method for measuring oceanic rain rates. J Climate Appl Meteor, 25: 754-766

Spencer R W, Goodman H M, Hood R E. 1989. Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. J Atmos Ocean Tech, 6: 254-273

Stith J L, Dye J E, Bansemer A, et al. 2002. Microphysical observations of tropical clouds. J Appl Meteor, 41: 97-117

Todd M C, Barrett E C, Beaumont M J, et al. 1995. Satellite identification of rain days over the upper Nile River basin using an optimum infrared rain/no-rain threshold temperature model. J Appl Meteor, 34: 2600-2611

Wang Yu, Fu Yunfei, Wang Zifa, et al. 2008. Retrieval of liquid water path inside nonprecipitating clouds using TMI measurements. Acta Meteor Sinica, 22: 342-350

Wilheit T, Adler R, Avery S, et al. 1994. Algorithms for the retrieval of rainfall from passive microwave instruments. Remote Sens Rev, 11: 163-194

Wilheit T T, Chang A T C, Chiu L S. 1991. Retrieval of monthly indices from Microwave Radiometric Measurements using probability distribution functions. J Atmos Ocean Technol, 8: 118-136

Zipser E J, Lutz K R. 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? Mon Wea Rev, 122: 1751-1759