

一次暴雨过程中云微物理特征的卫星反演分析^{*1}

戴进¹ 余兴¹ 刘贵华² 徐小红¹ 岳治国²

DAI Jin¹ YU Xing¹ LIU Guihua² XU Xiaohong¹ YU Zhiguo²

1. 陕西省气象科学研究所, 西安, 710014

2. 陕西省人工影响天气中心, 西安, 710014

1. Meteorological Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710014, China

2. Center of whether modification of Shaanxi Province, Xi'an 710014, China

2008-02-19 收稿, 2008-10-06 改回.

Dai Jin, Yu Xing, Liu Guihua, Xu Xiaohong, Yu Zhiguo. 2010. Analyses of satellite retrieval microphysical properties of a rainstorm in the northern part of Shaanxi. Acta Meteorologica Sinica, 68(3):387-397

Abstract With the polar-orbit satellite retrieval methodologies developed by D. Rosenfeld, taking the rainstorm occurred in the northern part of Shaanxi on 2 July 2006 as an example, the particle effective radii (R_e) and the temperature at the cloud top were retrieved. The developing process of convective cloud clusters in this rainstorm was analyzed by comparing with their size, the temperature and the number of convective cells based on the two different satellite observations for a same cloud cluster. Convective cloud clusters of the rainstorm were characterized by coexistence of multiple convective cells with their numbers and sizes increased greatly for the fully developing cloud clusters. According to the different cloud types of convective clouds, layer clouds, super-cooled water clouds and low level clouds (not covered by high clouds) occurred in this rainstorm, 9 study areas representing the 4 typical cloud types were chosen to analyze the microphysical properties and vertical structure via the temperature versus effective radii ($T-R_e$) relation. The analyses show that the cloud cluster caused the rainstorm were composed of various clouds of different heights. Among them the height of low level clouds was rather low with their cloud top temperature rather high, ranging from 0 to -10°C . The height of layer clouds was higher than that of low level clouds with their cloud top temperature ranging from -10 to -20°C , and their R_e varying from 10 to 20 μm . There existed some sheets of super-cooled water clouds among the layer clouds with R_e of about 10 μm . The clouds of larger height were convective ones which are mosaicked in or developing above the systematic layer clouds with its minimum temperature reached -80°C . There existed a deep zone of diffusional droplet growth from the cloud base to the level of 0°C with their R_e of about 5–10 μm , and also a thinner zone of droplet coalescence growth from 0 to -10°C levels with R_e of 13–15 μm to 20–25 μm . The zone with both the mixed phase and glaciation zones covered was very great, which suggested that the predominant microphysical process was ice growth during the development of convective cloud clusters. With the gradual development of these clouds, the mixed phase zone become thinner and the ice phase zone become thicker with the crystallization temperature raising and the level lowering, suggesting that the glaciation zone propagated down with the glaciation processes extended dramatically to the lower levels from the development to the mature stage.

Key words Rainstorm, Vertical microstructure of clouds, Satellite retrieval, Temperature versus effective radii relation

摘要 利用卫星反演技术和云微物理分析方法,以陕北 2006 年 7 月 2 日发生的暴雨过程为例,反演了云顶粒子有效半径 (R_e)、云顶温度 (T) 等云物理特征参数,通过卫星不同时次对暴雨云团的探测资料,分析了暴雨发展过程。暴雨云团表现为多单体特征,发展旺盛期对流单体的数量明显增加、云团尺度大幅增加。根据暴雨云系中的对流云、层云、过冷水云、低云(未被

* 资助课题:国家自然科学基金(40975087)、国家科技部公益项目(2005DIB3J099)和陕西省自然科学基金(2007D11)。

作者简介:戴进,主要从事云降水和人工影响天气研究。E-mail:daijohn@msn.com

通讯作者:余兴,主要从事云降水和人工影响天气研究。E-mail:yuxing@163.com

高云遮挡住)4种类型,分别选择了9个代表区,用于分析这次暴雨过程中不同类型云的物理特征和垂直结构。结果表明:此次暴雨云团由多种高度的云组成,低云高度较低,温度较高,云顶在 $0\text{--}10\text{ }^{\circ}\text{C}$;层云高度略高, T 为 $-10\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$, R_e 为 $10\text{--}20\text{ }\mu\text{m}$,并含有连片分布的过冷水云(R_e 为 $10\text{ }\mu\text{m}$ 左右);高度最高的云为对流云,镶嵌在系统性层云中或在其上发展, T 最低达到 $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。从云底至 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层存在一个较厚的凝结增长带, R_e 为 $5\text{--}10\text{ }\mu\text{m}$; $0\text{--}10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层存在一个碰并增长带, R_e 从 $13\text{--}15\text{ }\mu\text{m}$ 增长到 $20\text{--}25\text{ }\mu\text{m}$,但其厚度小于凝结增长带; $T < -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层以上存在一个深厚的冰相增长带,表明在对流云团的发展成熟期,冰相增长过程为优势云物理过程。随着云的逐渐发展,混合相增长带由厚变薄,冰化增长带增厚,晶化温度升高、高度降低,表明在对流云团发展到成熟的过程中,冰化增长带在下传,云中冰化增长过程向下传递明显。

关键词 暴雨,云微物理特征,卫星反演, T - R_e 配置

中图法分类号 P426.5+1

1 引言

暴雨及其造成的洪涝是中国主要自然灾害之一。自20世纪70年代以来,中国对暴雨形成机理和预测理论开展了全面的研究,并取得了明显进展(陶诗言,1980;斯公望,1990;张丙辰等,1990;丁一汇,1993;倪允琪等,2004;程正泉等,2005)。近年来,随着数值预报模式和遥感资料的广泛应用,对暴雨中尺度对流系统的研究愈加深入。然而,受观测条件的限制,至今仍未完全弄清暴雨天气系统发展演变的全部过程以及制约生消、演变的物理因子和作用过程。随着卫星技术的发展和探测能力的提高,使利用卫星遥感获取暴雨天气的云、热动力结构成为可能。卫星是云探测的一种重要工具,高时空分辨率的卫星可以用作识别大气中正在发生的动力和热力过程的有效指示,可以监测小到单个对流云团、大到行星尺度天气系统的发生、发展和演变,揭示出与中尺度雨团对应的中尺度云团发生、发展、移动及消亡的特征(方宗义等,2006;张文建等,2004)。方宗义等(2006)综述了国内外利用静止卫星监测、分析和研究暴雨云团的研究进展,张文建等(2004)系统总结了暴雨系统的卫星遥感理论和方法,以及卫星遥感在中国暴雨监测和分析中的最新应用研究成果。

随着卫星反演技术发展,通过多通道、多光谱的卫星资料,可以反演出云顶粒子有效半径(R_e)、云顶温度(T)、云相态等云物理特征参数,据此分析云的物理特征。这一方面国内外做了大量的工作(张文建等,2004;刘健,2003),Key等(2000)利用NOAA卫星 $3.7\text{ }\mu\text{m}$ 波段反射率确定了北极地区云的相态;Strabala等(1994)及Baum等(2000)提出了利用MODIS资料区分水云和冰云的方法;Pavolonis等(2005)建立了多通道阈值法,提出了利用NOAA卫星资料识别卷云、密实冰云、水云、混合相态云和多层云的云相态

(类型)的方法;NASA(NASA MODIS Website)利用MODIS已经开发了多种云产品,并实现了业务化;刘健等(1998,1999)利用NOAA卫星3、4、5通道的亮温及亮温差分析了云的性质,还定性分析了云和雾中粒子的大小分布状况;戴进等(2006)利用NOAA资料,分析了人工增雨催化作业后形成的云迹线与其周围云的光谱特征、云微物理特征的变化,揭示了人工增雨催化的物理效应;张杰等(2004a,2004b)利用NOAA卫星资料,针对一次区域性冰雹云强对流天气过程,分析了冰雹云的演变过程。

Rosenfeld等(1998)提出了利用卫星资料反演云物理参数、结合云顶温度(T)与云顶粒子有效半径(R_e)关系分析云微物理特征的方法,分析了对流云的垂直结构和云降水的物理过程(Lensky, et al, 2003a, 2003b)。这一方法亦已应用于其他极轨卫星(如MODIS)的云微物理特征反演分析中(Lensky, et al, 2008),还用于研究气溶胶对降水的影响(Rosenfeld, 1999, 2000; Rudich, et al, 2002, 2003)。刘健等(2007)利用EOS和NOAA卫星的可见光、红外、微波通道遥感观测、反演资料,从相态、光学厚度、垂直结构等各方面分析了云特征,并将分析结果与同时段地面雨量观测进行对比分析,发现云光学厚度大且云顶粒子为大粒子,冰相态是此次降雨过程中云团的主要云特征。

本文采用Rosenfeld等(1998)的卫星反演技术和云微物理分析方法,以2006年7月2日发生在陕北的一场暴雨为例,利用NOAA卫星资料反演 T 、 R_e ,通过 T - R_e 关系结合天气、雷达、静止卫星等资料,分析此次暴雨过程中云的微物理特征。

2 卫星反演与云微物理特征分析方法

2.1 卫星反演

R_e 是反映云特征的一个主要参数,可以通过卫

星在近红外($1.64\ \mu\text{m}$)或中红外波段($3.7\ \mu\text{m}$)测得的辐射量反演获得。 $3.7\ \mu\text{m}$ 波段辐射量中包含了反射辐射和长波辐射,在假定 $11\ \mu\text{m}$ 通道云发射率等于1, $3.7\ \mu\text{m}$ 通道云的透过率为0的条件下,结合 $11\ \mu\text{m}$ 通道的长波辐射量,可以推算出云 $3.7\ \mu\text{m}$ 通道云反射率(Rosenfeld, et al,1998)。假定像元视场内布满均一性质的云,云足够厚,运用辐射传输模式(Nakajima, et al,1990), $3.7\ \mu\text{m}$ 通道云反射率和视场几何数据(像元经纬度、太阳天顶角、卫星天顶角、太阳卫星相对方位角)作为输入量,通过逼近计算,即可获得像元的 R_e 。

可见光反射率主要取决于云的光学厚度,云光学厚度越大反射率就越高; $3.7\ \mu\text{m}$ 通道的反射率主要取决于 R_e 大小, R_e 越小, $3.7\ \mu\text{m}$ 反射率越大; $11\ \mu\text{m}$ 亮温主要取决于 T (高度),云顶高度越高则亮温越低。将可见光反射率赋予红色,色调越红反射率越大,说明云越厚; $3.7\ \mu\text{m}$ 反射率赋予绿色,色调越绿 R_e 越小; $11\ \mu\text{m}$ 亮温赋予蓝色,色调越蓝温度越高。那么就可用红、绿、蓝3种颜色组合来反映云物理特征,达到可视化显示云特征的效果。Lensky等(2008)还将一方法扩展到MSG卫星云特征反演显示中,用 0.8 、 $3.9\ \mu\text{m}$ 反射率及 $10.8\ \mu\text{m}$ 亮温3个通道的RGB合成图像显示白天云的特征,由于MSG可用的通道较多,其不同的RGB组合可以提供云、下垫面更多的解译及识别模式(Lensky, et al, 2008;MSG Channels Interpretation Guide)。

2.2 云微物理特征分析方法

众所周之,卫星探测只能获取云顶的信息,为了了解云内状况,Rosenfeld等(1998)和Lensky等(2006)提出基于卫星反演技术的云微物理特征分析方法,通过假定条件进行时空转换,并据此来分析云的垂直结构和云中物理过程,假定条件如下:(1)各态历经假定。某一时刻卫星在某一区域内观测到不同云块不同的 T (或云顶高度)、反演的 R_e 可以认为是这一区域中每一块云随时间发展的过程,即将空间分布的信息看成是时间变化的信息。这一假定由Lensky等(2006)通过间隔3 min的MSG试运行期间的卫星快扫资料证实。(2)只要降水没有发生,云顶附近的 R_e 是和同一高度上云内的 R_e 相似的,如 $T = -10\ ^\circ\text{C}$ 的 R_e 与 $T = -20\ ^\circ\text{C}$ 的云内 $-10\ ^\circ\text{C}$ 高度上的 R_e 相似。这一假定,亦通过飞机观测做了检验(Rosenfeld, et al,1998)。根据这两个假定,通过选取

不同高度的云就可以得到 R_e 随 T (高度)的变化曲线,即 $T-R_e$ 图,用于分析云中垂直结构。如果仅仅分析不同高度云顶的特征是不需要满足以上假定的。

大多数的成云过程都是由上升冷却饱和凝结所致,在云底形成的云滴随气流上升不断增长,有的增长快,可能形成降水,有的慢就会上升更高,因此,云中粒子大小随高度变化就反映出云粒子增长的快慢,即 $T-R_e$ 可以反映云中微物理过程。为了与 $T-R_e$ 特征相对应,Rosenfeld等(1998)将云中微物理过程简化为5个主要过程,即凝结增长过程、碰并增长过程、雨胚形成过程、混合相增长过程、冰化增长过程,在 $T-R_e$ 图上这5个过程对应的主要特征如下(图1)。

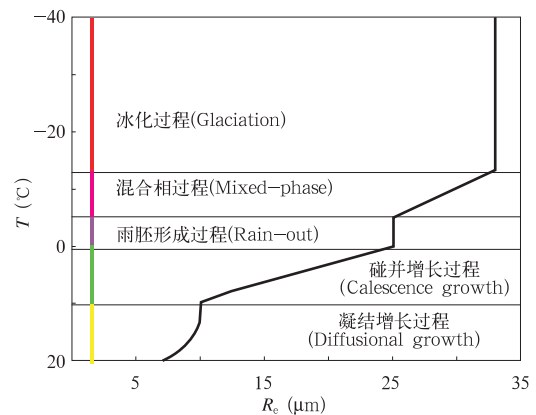


图1 根据 $T-R_e$ 配置关系分析云中5个微物理过程带的示意图(Rosenfeld, et al,2003,2008)(在反演图中用黄色竖线表示凝结增长带,绿色竖线碰并增长带,蓝色竖线雨胚形成带,粉红色竖线混合相增长带,红色竖线表示冰化增长带)

Fig.1 Classification scheme of convective clouds into microphysical zones, according to the shape of the $T-R_e$ relations (after Rosenfeld, et al, 2003, 2008); the red, pink, blue, green and yellow lines parallel to the vertical axis represent the zones of glaciation, mixed-phase, rain-out, caulescence growth, and diffusional growth in the $T-R_e$ diagram

(1)凝结增长过程带: $T > 0\ ^\circ\text{C}$,当云滴很小时可以伸展到 $-10\ ^\circ\text{C}$ 层以上, R_e 通常小于 $10\ \mu\text{m}$,且随高度增长缓慢。在 $T-R_e$ 分布图上表现为 $T > 0\ ^\circ\text{C}$ 或 $-10\ ^\circ\text{C}$, $R_e < 10\ \mu\text{m}$,较小的 $-dR_e/dT (< 0.4)$;

(2)碰并增长过程带:主体处于正温区(未达到冻结温度), R_e 通常大于 $10\ \mu\text{m}$,且随高度快速增长,表现为较大的 $-dR_e/dT (> 0.4)$;

(3)雨胚形成过程带: R_e 稳定保持在 $20-25\ \mu\text{m}$,云滴直径最大值由云顶附近稳定的上升气流所决定,如果云滴再长大些,上升气流无法托住的云滴,将下

落到较低部位,并最终可能掉出云底。在 $T-R_e$ 分布图上表现为 $R_e = 20-25 \mu\text{m}$, $-dR_e/dT=0$;

(4)混合相增长过程带: $T < 0^\circ\text{C}$, 冰水共存, R_e 随高度快速增长。在雨胚形成过程缺失的情况下,混合相增长带和碰并增长带的界线是模糊的,根据飞机观测结果,确定温度界线为 -8°C ;

(5)冰化增长过程带:云滴基本完全冰化, R_e 到达较大值,且相对稳定少变,比雨胚形成带或混合相增长带下的 R_e 值要大。大粒子通过碰冻、淞附、聚并等形成雪花、霰、雹等。

图 1 给出了根据 $T-R_e$ 配置关系分析云中 5 个主要云微物理过程带的示意图(Rosenfeld, et al, 2003, 2008),其原理与用飞机探测的粒子谱分布、形状推测云中微物理过程是一致的,不过具体取值不同,但统一的取值有利于不同云的微物理过程比较,分析增长快慢程度及各个过程所占比重。通常,在同一块云中以上 5 种过程带并不一定会同时存在,大陆性云一般会出现凝结增长、碰并增长、混合相增长和冰化增长过程带,而雨胚形成过程带常常不会出现,而海洋性云一般会出现碰并增长、雨胚形成、混合相和冰化过程带。层状云中 5 个过程带的 R_e 起始值和 $-dR_e/dT$ 值比对流云要小(Lensky, et al, 2006)。

Rosenfeld 等所提出的云微物理特征分析方法,为研究云的微物理特征和物理过程提供了一种有用的工具,和其他资料配合,有助于更好地了解云物理过程。Rosenfeld 等(2007)用雷达、雨量、闪电、卫星等配套观测资料分析了 2001 年加拿大 Chisholm 森林大火所形成的 Cb 云的特征,卫星观测资料和其他观测资料吻合得较好,卫星微物理特征的反演结果和数值模拟的结果也能很好地吻合。

2.3 $T-R_e$ 分析区域选取方法

首先根据研究目的确定主体云,在主体云确定后,选择分析区域。对照 2.2 节中假定条件,在选择分析区域时,须遵循以下几个原则:(1)相似(近似)性原则:所选区域中云的结构特征基本相似,处于同一发展进程中,避免选择到不同性状的云;(2)多层次原则,所选区域中要尽可能多的包含多种高度(层次)的云,使从云底到云顶的像元都尽量能包含其中;(3)避免选到云的阴影区域,因为阴影区会造成 $3.7 \mu\text{m}$ 反射率偏差,歪曲主体云的特征;(4)代表性原则,在满足上述条件的前提下,尽可能多地选取云像元来代表各高度上的整体特征,通常要包含几千个像元。这样选定的区域必然会大小、形状、取向

都不一样的。

由 2.2 节可知,分析云中微物理过程是用 $T-R_e$ 来表征的,为了避免个别云像元代替整体状况,要求每一个高度上须选取较多的云像元进行统计,来反映云中每一个高度上总体的情况。由于 R_e 包含有粒子谱特征的信息,无法进行统计意义上的平均,采用排序取中的办法来解决。具体方法如下:将分析区域内同一温度(高度)上所有的云像元按 R_e 从小到大排序,排序后的样本作为此温度(高度)上的样本总体。由于不同温度(高度)层的样本数量可能不一样,对样本数量进行归一化处理,从 5% 到 100%,以 5% 为间隔确定样本数百分比,5% 对应第 5% 样本的有效半径,10% 对应第 10% 样本的有效半径, ..., 95% 对应第 95% 样本的有效半径,100% 时对应最大的有效半径,用 50% 表示该高度的整体状况。具体做法是:计算云像元的有效半径,每隔 1°C 统计区域内云像元,然后将有效半径从小到大排序,按每隔 1°C 样本百分比(10%, 25%, 50%, 75%, 90%)对应的 R_e 值,绘制 $T-R_e$ 图。

3 天气形势

2006 年 7 月 2 日 08 时到 3 日 08 时,陕北出现 9 站暴雨,15 站大雨,1 站大暴雨(雨量 145.11 mm)。暴雨中心甘泉站 7 月 2 日 14—17 时 3 h 雨量 53 mm (图 2)。这次强降雨过程的直接触发系统

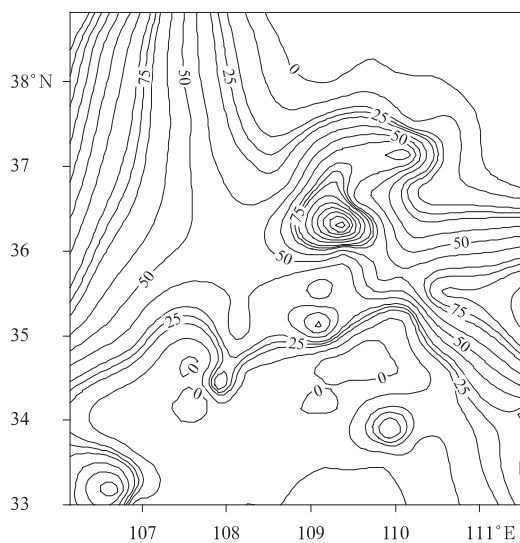


图 2 陕西 2006 年 7 月 2 日 08 时 24 h 雨量
Fig. 2 24 h accumulative precipitation
distribution starting from 08:00 BST 2
July 2006 in Shaanxi and its neighbourhood

是高低空急流与切变线,低空急流在水汽输送中起到关键性作用。陕北位于急流右侧的强辐散区与低空急流左侧的强辐合区所形成的高低空急流的耦合区域,为暴雨的发生提供了有利条件(毕旭等,2007)。

7月2日13时42分在延安市多普勒天气雷达(CINRAD/CB)上,在200 km半径范围内为35 dBz的连片暴雨回波,在甘泉附近有雷达反射率因子大

于50 dBz的强回波嵌入其中(图3a),与甘泉的暴雨中心对应,此时的回波顶高6—9 km,有少量的回波顶高高于12 km,雷达反射率因子为35 dBz的回波顶高5—6 km(图3b)。15时23分,延安地区的暴雨回波继续维持,并缓慢东移,延安以南到甘泉附近仍有雷达反射率因子大于50 dBz的强回波。

从地面雨强及雷达回波演变可以看出,这次暴雨过程较强时段为7月2日14—17时。

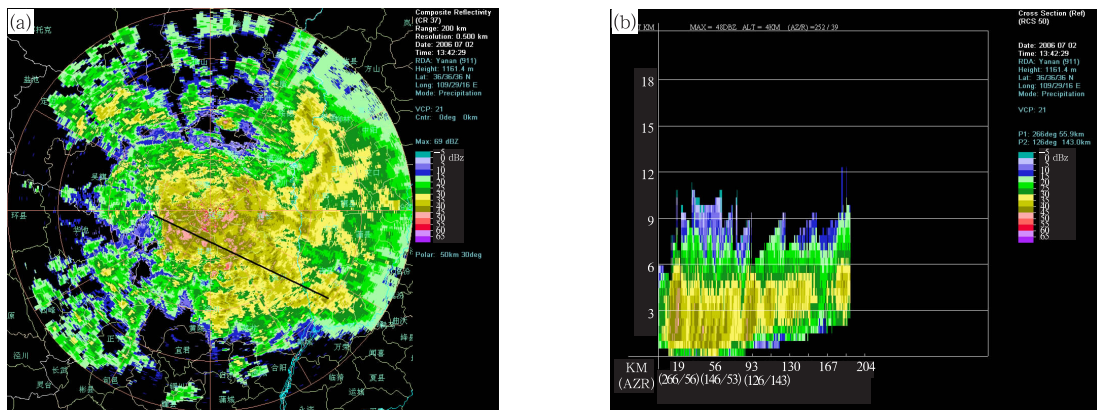


图3 延安多普勒雷达13时42分CAPPI回波(a)和剖面(位置如图a中的黑直线所示)回波(b)

Fig.3 Doppler radar reflectivities at Yanan station at 13:42 BST 2 July 2006;

(a) the composite reflectivity, (b) the cross section of the reflectivity along the black line marked in (a)

4 云过程分析

4.1 暴雨云团的特征

结合降水和FY-2C(图4)静止卫星云图分析,此次陕北暴雨过程是3个时段的中尺度对流系统造成的,分别是01—07时的 β 中尺度云团、07—14时以及15时35分后的 β 中尺度发展成为 α 中尺度的两个云团(毕旭等,2007)。形成本次陕北强降水的中尺度对流系统主要发生在14—18时,由3个对流云团组成,其中对流云团A在甘肃和宁夏接壤处形成,15时30分它的中心位于甘肃的西北角,其前缘已经移入陕北的西北部,并在逐渐东移的过程中发展,16时30分后迅速发展,17时后云团面积慢慢扩大并逐渐减弱。对流云团B位于渭北长武、旬邑,13时对流开始出现,并逐渐发展,15时30分对流发展较旺盛,16时30分后发展得更快,面积迅速扩大,对应暴雨中心出现强降水。对流云团C从14时开始由延安东移,到16时30分移出陕西,20时暴雨过程基本结束。

图5给出了13时46分(NOAA-18)和15时21分(NOAA-16)的RGB合成图像,与FY-2C卫星14时(图4a)和15时30分(图4b)比较可知,静止卫星上的对流云团A、B、C和NOAA卫星云图上的空间位置一一对应。由于极轨卫星的空间分辨率较高,多通道合成图比静止卫星红外云图包含更多信息,更适合分析云物理特征,其纹理、形状、大小、对流云中的对流泡(如图5A、B云团中)清晰可见。

由图5可以看出:NOAA卫星所观测到的云层次清晰,云区由不同高度的云组成,高度较低的云为系统性层云,以桃红色为主;在系统性层云中,分布有较多黄色的云, R_c 为 $10\ \mu\text{m}$ 左右, T 为 $-6\text{—}-20\text{ }^\circ\text{C}$ 左右,主要表现为负温区小粒子为主的特征。由于云中自然冰核浓度比云滴要小3—4量级,且小粒子冻结缓慢,小粒子从云底到 $-6\text{—}-20\text{ }^\circ\text{C}$ 左右高度,以液态滴存在的可能性占优势,因此,黄色的云区以过冷水云特征为主。过冷水区域呈连片分布,说明层云中过冷水较丰富;高度较高的云为对流云,呈深红色,镶嵌在系统性层云上或在其上发展。

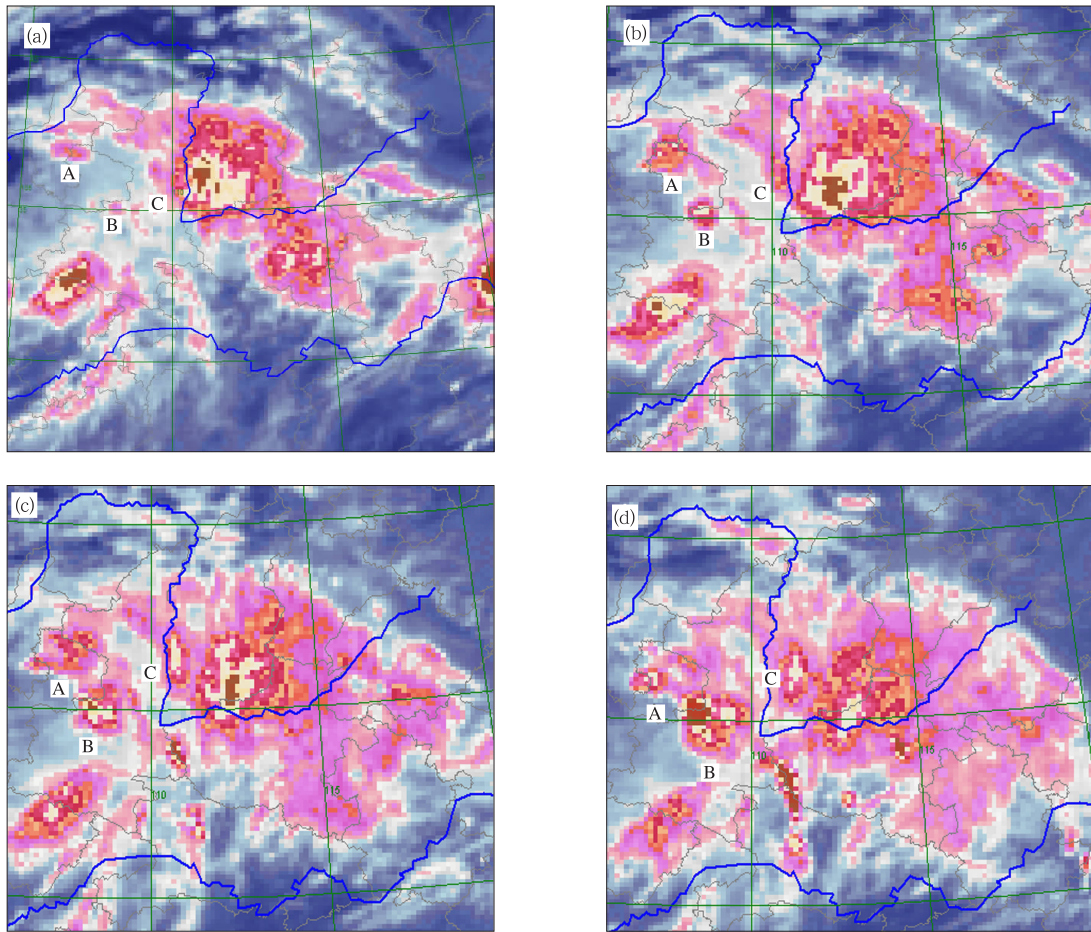


图4 FY-2C 静止卫星红外云图

(a. 14 时, b. 15 时 30 分, c. 16 时 30 分, d. 17 时 30 分;其中 A、B 和 C 为造成本次陕北暴雨的对流云团)

Fig.4 Infrared images of FY-2C stationary satellite at (a) 14:00, (b)15:30, (c) 16:30, and (d) 17:30 BST; A, B, and C stand for the convective cloud clusters caused a rainstorm in the northern part of Shaanxi on 2 July 2006

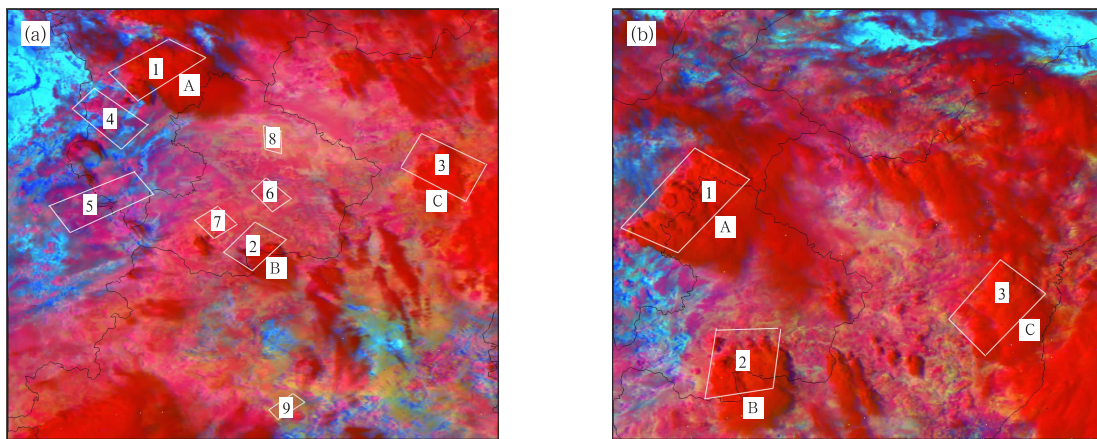


图5 2006年7月2日13时46分 NOAA-18(a)和15时21分 NOAA-16 (b)卫星 RGB 合成图像

(其中 A、B 和 C 对流云团和静止卫星红外云图中的对流云团相对应,标有数字的区域为云物理特征代表区域,图中黑线为省界线)

Fig.5 RGB composite images of NOAA-18 overpassed at 13:46 BST (a) and NOAA-16 overpassed at 15:21 BST (b) on 2 July 2006; A, B, and C stand for the convective cloud clusters corresponding to those on the FY-2C stationary satellite images, the number-marked areas stands for the typical cloud areas of study

为了分析暴雨过程中各种云的微物理特征,分别选择图 5a、5b 中的区域 1、2、3 代表对流云团 A、B、C,选择图 5a 中的区域 4、5 代表低云(没有被高云遮挡),区域 6、7 代表层云,区域 8、9 代表过冷水云(层云中)。通过这 9 个代表区重点分析暴雨云系中对流云、层云、过冷水云、低云等 4 种类型云的微物理特征。

4.2 暴雨云团的发展

通过卫星对同一云团不同时次的对比分析,可以了解该云团的发展。由图 5 中对流云团 A、B 和 C 对比分析,可以看出 13 时 46 分,云团 A 的中心位置位于(37.01°N, 106.18°E),东西长约 145 km,南北宽约 60 km,云顶最低亮温为 -75 °C,主体(大部分云像元)为 -50—-60 °C;云团 B 中心位置位于(35.14°N, 107.98°E),东西长约 50 km,南北宽约 42 km,云顶最低亮温为 -58 °C;云团 C 的中心位置位于(36.41°N, 109.32°E),南北长约 71 km,东西宽约 47 km,云顶最低亮温为 -64 °C,云团边缘的温度约为 -40 °C。

15 时 21 分,云团 A 的中心位置位于(36.82°N, 106.87°E),东西长约 145 km,南北宽约 125 km,与 13 时 46 分相比,南北向增大了 1 倍多,中心位置向东南方向移动了 48 km,云团主体的前缘已经到达 107.50°E,即将移入陕西境内。比较图 5a、5b 中 A 云团可以看出,对流单体的数量较 13 时 46 分要多,有更多的对流单体发展, T 为 -60—-70 °C 的云像元有明显增加,这说明该云团正处于旺盛发展期,有更多的对流泡从云底上升到云顶,造成云团面积的增大,云顶的升高,云顶温度的降低。

云团 B 的中心位置位于(35.10°N, 107.92°E),和 13 时 46 分相比,位置基本没有变化,对流发展旺盛,云顶最低亮温达 -80 °C,东西长约 88 km,南北宽约 80 km,在东西和南北方向分别增加了近 80% 和 90%,16 时后云团 A、B 连到一起(图 4c),由 β 中尺度发展成为 α 中尺度云团,形成了第 3 时段的暴雨。云团 C 的中心位置位于(36.27°N, 110.14°E),南北长约 85 km,东西宽约 50 km,大小没有发生明显的变化,仅在南北方向增加了 20%,中心位置东移了约 1 个经度,造成了延安地区的降水,从静止卫

星图像上看,该云团在 16 时 30 分后移出陕西境内(图 4c)。

综上所述,(1)对流云团 A 和 B 多单体特征明显,处于旺盛发展时期,云团 A 镶嵌在系统性层云之上,云层厚,发展较快,对流单体的数量有较大地增加,云团尺度在南北方向上增大了 1 倍多,并向东南方向移动,逐渐靠近暴雨中心;(2)云团 B 在系统性层云之上很快发展,对流旺盛,在南北方向上增大了近 1 倍,16 时后云团 A、B 连到一起,由 β 中尺度发展成为 α 中尺度云团,形成了第 3 时段的暴雨;(3)云团 C 基本稳定,大小没有发生明显的变化,仅在南北方向增加了 20%,中心位置东移了近 1 度,造成了延安以东地区的降水,该云团在 16 时 30 分后移出陕西境内。

4.3 不同类型云物理特征

由 $T-R_e$ 图可以了解云中微物理特征和垂直结构。13 时 46 分和 15 时 21 分对流云团 A、B 和 C 中区域 1、2、3 的 $T-R_e$ 图(图 6)中从左至右蓝色、深绿色、黑色、棕色实线、深红色线分别表示第 10%、25%、50%、75%、90% 样本的 R_e 随温度的变化曲线,它的分散程度体现了某高度上云性状(发展)的不均匀程度,分析时以第 50% 的 $T-R_e$ 曲线代表云的整体状况。

由图 6 可见:(1) -10 °C 以上存在一个深厚的冰相增长带(含混合相增长带和冰化增长带),云的主体 $T < -60$ °C,有的 $T < -80$ °C,与凝结、碰并增长过程相比,冰相增长带要厚得多。混合相增长带(-10—-30 °C 层)中 R_e 快速增长,然后保持稳定不变,说明冰水转化过程较快。表明在对流云团的发展成熟期,冰相过程为优势云物理过程。(2)在同一高度上,15 时 21 分的 R_e 比 13 时 46 分要大;随着云的发展,混合相增长带由厚变薄,晶化高度(冰化增长带的最低高度)逐渐降低,温度升高,冰化增长带增厚。13 时 46 分云团 A 的混合相增长带厚度为 -10—-28 °C, B 和 C 为 -12—-40 °C, 15 时 21 分云团 A 的混合相增长带厚度为 -11—-20 °C, B 为 -12—-32 °C, C 为 -15—-25 °C。表明在对流云团的发展到成熟的过程中,冰化增长带在下传,云中冰化增长过程向下传递明显。

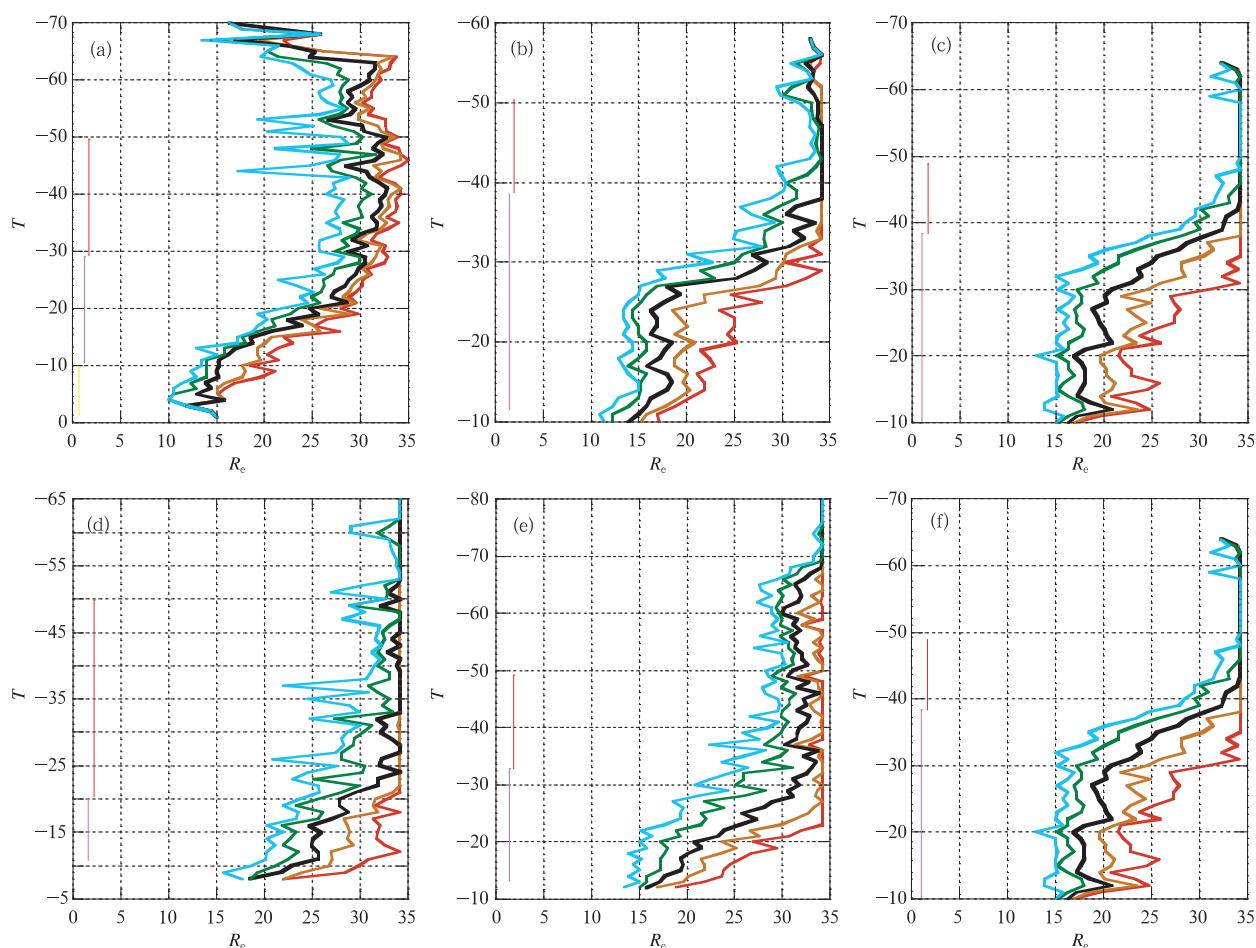


图6 13时46分(a,b,c)和15时21分(d,e,f)云团A、B和C中区域1(a,d)、2(b,e)、3(c,f)的 $T-R_e$ 分布
(图中从左至右蓝色、深绿色、黑色、棕色实线、深红色线分别表示10%、25%、50%、75%、90%的有效样本数下 R_e 随温度的变化曲线)

Fig. 6 Temperature (T) versus R_e relations for the convective cloud clusters A, B, and C in the study areas 1(a and d), 2 (b and e) and 3 (c and f) marked in Fig. 5a at 13:46 and in Fig. 5b at 15:21 BST, respectively (The curves of blue, green, black, brown and red indicate the variations of R_e with temperature for 10%, 25%, 50%, 75% and 90% available samples, respectively)

图7为低云区域4、5的 $T-R_e$ 图。由图可见，低云的温度较高，高度较低，以区域4为例，82%云像元 T 为 $0-10^{\circ}\text{C}$ ，19%的 $T>0^{\circ}\text{C}$ 。 $T>0^{\circ}\text{C}$ 的 R_e 为 $5-10\mu\text{m}$ ，随高度缓慢增长到 $12-13\mu\text{m}$ 附近，此阶段以凝结增长为主。从 $0-10^{\circ}\text{C}$ 以碰并增长为主， R_e 从 $13\mu\text{m}$ 左右增长到 $20-25\mu\text{m}$ ，在此阶段 R_e 增长速度较快， R_e 随温度变化的斜率较凝结增长过程的斜率要大，区域4碰并增长带上方，存在一较薄的混合相增长带，但没有冰化增长带。

图5a中的区域6和7代表系统性层云，其 $T-R_e$ 分布如图8a和8b所示，层云 T 为 $-10-20^{\circ}\text{C}$ 。

区域6中 T 为 $-11-19^{\circ}\text{C}$ 的像元占89%，其中的73%为 $-12-16^{\circ}\text{C}$ ；区域7中 T 为 $-11-19^{\circ}\text{C}$ 的像元占88%。两区域第50%的 R_e 为 $15\mu\text{m}$ 左右，云顶主要的微物理过程为混合相增长过程。

层云中还含有过冷水云(图5a中的区域8和9)，从过冷水云 $T-R_e$ 分布图(图略)可以看出，过冷水云 R_e 为 $10\mu\text{m}$ 左右，主要为凝结增长过程。区域8过冷水云 T 为 $-6-14^{\circ}\text{C}$ ，70%云像元集中在 $-8-12^{\circ}\text{C}$ ，其中的55%处于 $-10-11^{\circ}\text{C}$ 。区域9过冷水云 T 为 $-17-23^{\circ}\text{C}$ ，大部分集中在 $-20-21^{\circ}\text{C}$ 。

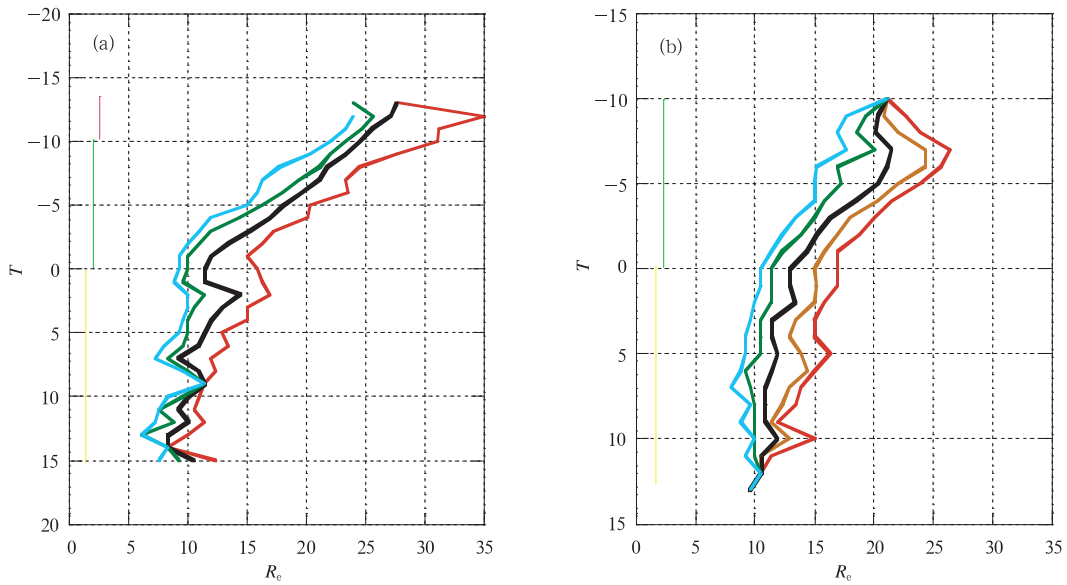
图7 区域4(a)和5(b)的 T - R_e 分布

Fig. 7 As in Fig. 6 but for the study areas 4 (a) and 5 (b) marked in Fig. 5a

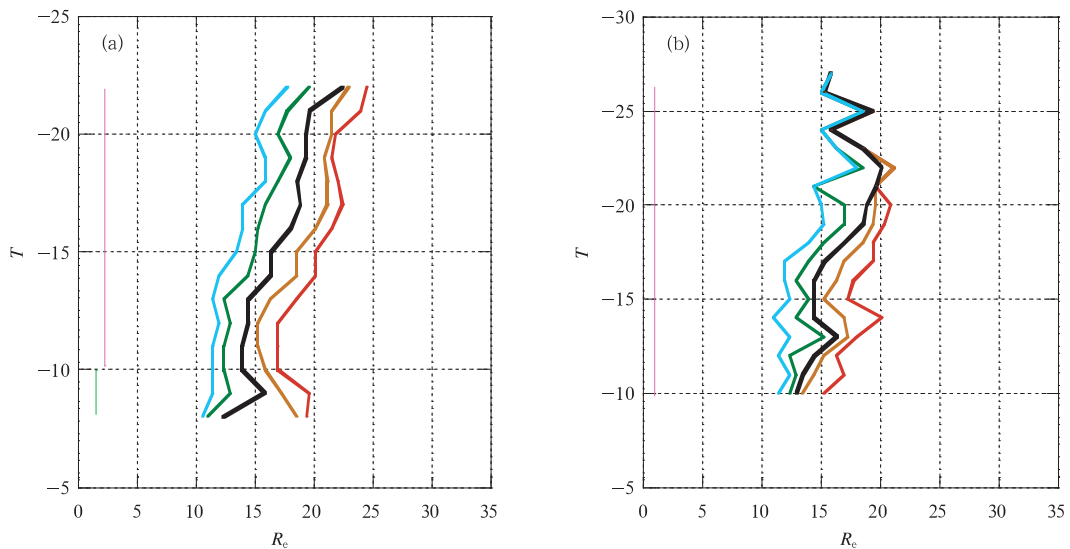
图8 图5中区域6(a)和7(b)的 T - R_e 分布

Fig. 8 As in Fig. 6 but for the study areas 6 (a) and 7 (b) marked in Fig. 5a

从以上的分析可知:(1)从云底至 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 间存在一个较厚的凝结增长带, R_e 为 $5\text{--}10\text{ }\mu\text{m}$; (2) $0\text{--}10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 存在一个碰并增长带, R_e 从 $13\text{ }\mu\text{m}$ 左右增长到 $20\text{--}25\text{ }\mu\text{m}$, 但其厚度小于凝结增长带; (3) 层云 T 多为 $-10\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$, R_e 多为 $10\text{--}20\text{ }\mu\text{m}$, 在层云中含有较多的过冷水云; (4) $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上存在一个深厚的冰相增长带, 表明在对流云团的发展成熟期, 冰相增长过程为优势云物理过程。随着云的逐渐发

展, 混合相增长带由厚变薄, 冰化增长带增厚, 晶化温度升高、高度降低, 表明在对流云团的发展到成熟的过程中, 冰化增长带在下传, 云中冰化增长过程向下传递明显。

5 结论

本文采用极轨卫星反演技术和云微物理分析方法, 反演了云顶粒子有效半径等云特征参数, 通过对

同一暴雨云团不同时次的跟踪,分析了暴雨云团的发展过程;初步给出了陕北2006年7月2日暴雨过程中的云物理特征和垂直结构,得到以下主要结论:

(1)此次暴雨过程的云由高度不同的云组成,未被高云遮挡住的低云温度较高,大部分处于0—-10℃,云的高度较低,层云顶温度在-10—-20℃,粒子有效半径在10—20 μm,在系统性层云中分布有较多的过冷水云,粒子有效半径在10 μm左右;高度较高的云为对流云,呈深红色,镶嵌在系统性层云上或在其上发展,云顶温度低,最低温度达到-80℃左右;

(2)旺盛发展期的暴雨云团表现为多单体特征,对流单体的数量有较大的增加,云团尺度也有较大幅度的增加。

(3)从云底至0℃层存在一个较深厚的凝结增长带,粒子有效半径为5—10 μm;从0—-10℃存在一个碰并增长带,粒子有效半径从13—15 μm增长到20—25 μm,但其厚度小于凝结增长带;-10℃以上存在一个深厚的冰相增长带,表明在对流云团的发展成熟期,冰相增长过程为优势云物理过程。

(4)随着云的逐渐发展,混合相增长带由厚变薄,冰化增长带增厚,晶化温度升高、高度降低,表明在对流云团的发展到成熟的过程中,冰化增长带在下传,云中冰化增长过程向下传递明显。

个例分析发现,由于极轨卫星具有较高的空间分辨率,在一定假定条件下,采用极轨卫星反演技术和云微物理分析方法,可以获得云内的一些微物理信息,通过T-R_s关系将卫星探测信息与云中物理过程联系起来,了解云过程的大体状况,有助于更好地了解云微物理特征,当然,更多个例的分析获得统计意义上趋势性特征,和利用飞机等观测丰富完善云物理过程是今后进一步工作必不可少的,也是我们的努力方向。

参考文献

毕旭,张弘,刘慧敏等. 2007. 陕西北部一次暴雨过程的中尺度对流系统分析. 陕西气象, (2):13-15
程正泉,陈联寿,徐祥德等. 2005. 近10年中国台风暴雨研究进展. 气象, 31(12): 3-9
丁一汇. 1993. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 255pp
戴进,余兴, D. Rosenfeld等. 2006. 一次过冷层状云催化云迹微物理特征的卫星遥感分析. 气象学报, 64(5): 622-630

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
刘健. 2003. 卫星遥感云微物理参数研究[D]. 北京: 北京大学.
刘健,许健民,方宗义. 1998. 利用NOAA卫星AVHRR资料分析云的性质. 应用气象学报, 9(4): 449-455
刘健,许健民,方宗义. 1999. 利用NOAA卫星的AVHRR资料分析云和雾顶部粒子的尺度特征. 应用气象学报, 10(1): 28-33
刘健,张文建,朱元竞等. 2007. 中尺度强暴雨云团云特征的多种卫星资料综合分析. 应用气象学报, 18(2): 158-164
倪允琪,周秀骥. 2004. 中国长江中下游梅雨锋暴雨形成机理以及监测与预测理论和方法研究. 气象学报, 62(5): 647-662
斯公望. 1990. 暴雨和强对流环流系统. 北京: 气象出版社, 350pp
陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 225pp
张丙辰,张震越. 1990. 长江中下游梅雨锋暴雨研究. 北京: 气象出版社, 272pp
张杰,李文莉,康风琴等. 2004a. 一次冰雹云演变过程的卫星遥感监测与分析. 高原气象, 23(6): 758-763
张杰,张强,康风琴等. 2004b. 西北地区东部冰雹云的卫星光谱特征和遥感监测模型. 高原气象, 23(6): 743-748
张文建,徐健民,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, 117-173
Baum B A, Spinhirne J D. 2000. Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne simulator imagery during SUCCESS. 3 Cloud overlap. J Geophys Res, 105: 11793-11804
Key J R, Intrieri J M. 2000. Cloud particle phase determination with AVHRR. J Appl Meteor, 39: 1797-1804
Lensky I M, Rosenfeld D. 2003a. A night rain delineation algorithm for infrared satellite data based on microphysical considerations. J Appl Meteor, 42: 1218-1226
Lensky I M, Rosenfeld D. 2003b. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds at nighttime. J Appl Meteor, 42: 1227-1233
Lensky I M, Rosenfeld D. 2006. The time-space exchangeability of satellite retrieved relations between cloud top temperature and particle effective radius. Atmos Chem Phys, 6: 2887-2894
Lensky I M, Rosenfeld D. 2008. Clouds-aerosols-precipitation satellite analysis tool (CAPSAT). Atmos Chem Phys Discuss, 8: 4765-4809
Nakajima T, King M D. 1990. Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. J Atmos Sci, 47: 1878-1893
NASA MODIS Website: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>
Pavolonis M J, Heidinger A K, Uttal T. 2005. Daytime global cloud typing from AVHRR and VIIRS: Algorithm description, validation, and comparisons. J Appl Meteor, 44: 804-826
Rosenfeld D. 1999. TRMM Observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. Geophys Res Lett, 26: 3105-3108
Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and in-

- dustrial air pollution. *Science*, 287: 1793-1796
- Rosenfeld D, Fromm M, Trentmann J, et al. 2007. The Chisholm firestorm: Observed microstructure, precipitation and lightning activity of a pyro-cumulonimbus. *Atmos Chem Phys*, 7: 645-659
- Rosenfeld D, Lensky I M. 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime clouds. *Bull Amer Meteor Soc*, 79: 2457-2476
- Rosenfeld D, Woodley W L. 2003. Closing the 50-year circle: From cloud seeding to space and back to climate change through precipitation physics // Tao Wei-Kuo, Adler R. Chapter 6 of "Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)" *Meteorological Monographs* 51, Amer Meteor Soc, 234pp
- Rosenfeld D, Woodley W L, Lerner A, et. al. 2008. Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase. *J Geophys Res*, 113: D04208, doi:10.1029/2007JD008600
- Rudich Y, Khersonsky O, Rosenfeld D. 2002. Treating clouds with a grain of salt. *Geophys Res Lett*, 29: 2060-2064
- Rudich Y, Sagi A, Rosenfeld D. 2003. Influence of the Kuwait oil fires plume (1991) on the microphysical development of clouds. *J Geophys Res*, 108(D15):4478, doi:10.1029/2003JD003472
- Strabala K I, Ackerman S A, Menzel W P. 1994. Cloud properties inferred from 8-12 μm data. *J Appl Meteor*, 33: 212-229