

# 一个缓慢移动的中尺度对流复合体内 层状降水区的微结构分析

叶家东 范蓓芬

(南京大学大气科学系, 南京, 210008)

W.R. Cotton M.A. Fortune

(科罗拉多州立大学大气科学系, 美国)

## 提 要

本文对一个中纬度中尺度对流复合体层状降水区的微物理结构, 结合雷达、卫星和其他飞机观测资料进行了分析。结果表明, MCC层状区内某些部位盛行冰晶聚集体, 它们分布在相当厚的过冷气层内(0.5—-14℃或更冷)。冰晶聚并过程是层状区内降水水质点增长的主要机制。它起源于较高较冷的气层, 在冰晶聚集体下降途中聚并效率渐趋增强, 在0℃层附近形成一大的冰晶聚集体。

层状区中云滴液态含水量一般低于 $0.3\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。0℃层以下降水水质点浓度较低, 平均为 $0.8\text{L}^{-1}$ (2D-P资料)和 $2.3\text{L}^{-1}$ (2D-C资料), 相应的平均体积中值直径分别为1.0和0.6mm。在0—-10℃气层内, 冰质点平均数浓度为 $27\text{L}^{-1}$ (2D-P资料)和 $133\text{L}^{-1}$ (2D-C), 远大于0℃层以下的雨滴数浓度, 相应的平均体积中值直径为0.8和0.4mm。冰质点数浓度随高度向上增加, 在飞机垂直探测的顶部(6600m高度)观测到最大数浓度 $52\text{L}^{-1}$ (2D-P资料)和 $289\text{L}^{-1}$ (2D-C资料)。冰质点大小则相反, 是随高度下降而增大的。在0℃层附近冰晶聚集体较大较多, 冰质点中15%以上是聚集体, 2D-P探头观测的冰质点平均体积中值直径达1.8mm。

滴谱分析表明, 负指数律分布能较好地拟合所有观测的降水水质点大小谱分布。对水滴, 斜率参数 $\lambda$ 平均为 $17(\pm 3.6)\text{cm}^{-1}$ , 相对变差不超过20%, 在云模式研究中可以近似地假定 $\lambda$ 是常数。然而, 对冰质点样本,  $\lambda$ 值可相差3倍以上, 不能当作常数处理。至于截距参数 $N_0$ , 不论是水滴还是冰晶样本, 都是变量, 其值可有2—3个数量级之差。但是,  $N_0$ 与 $\lambda$ 之间数值上相关很好, 据此可以将降水水质点谱简化为单参数分布。

**关键词:** 中尺度对流复合体; 层状区; 微物理学; 冰晶聚集体。

## 一、引 言

自从1980年Maddox<sup>[1]</sup>发现并定义了中尺度对流复合体(MCC)以来, 这一类中尺度对流系统引起了人们广泛的关注。研究表明, 成熟的中尺度对流系统通常由两部分组成, 一是由深对流单体组成的引导线或云团, 另一是中尺度降水性层状云区。在这两区中的空气运动是很不相同的。在对流区, 有低层辐合、高层辐散, 存在有组织的对流尺度上升气流和湿下沉气流, 其值一般可大于 $5\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在层状区, 云底以上有一中尺度上升气流, 融化层以下有一中尺度下沉气流, 对应的有中层涡旋和中层辐合等中尺度环

流特征。层状区是中尺度对流系统中的重要组成部分，它提供了近一半的降水，在 MCC 中对流活动中止后，整个系统尚能维持数小时之久。所以，研究层状区中降水微物理过程是 MCC 研究中的一个组成部分。

1984 年美国国家海洋大气管理局环境研究室 (NOAA/ERL) 的天气研究计划 (WRP) 与科罗拉多州立大学大气合作研究所 (CIRA) 合作进行的中尺度对流系统飞机研究计划 (AIMCS) 是第一次对中纬度缓慢移动的夜间中尺度对流系统进行飞机观测研究的外场试验，其目的是研究中尺度对流系统的动力学和微物理学，包括系统内微物理过程与动力学过程的相互作用。本文对其中一个个例的层状降水区微物理结构，结合雷达、卫星及其他飞机观测资料进行了分析，并对层状区降水质点增长机制和降水质点谱及其参数化问题作了探讨。

## 二、天气条件及观测概况

这个 MCC 形成于美国大平原衣阿华地区。7 月 14 日 12 GMT，西部有一短波槽及与之对应的地面低压发展，低压伴随着冷锋，850 hPa 面上短波槽前一股南风低空急流带来暖湿空气，极值达到  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。7 月 15 日 00 GMT 前，冷锋加强并推进至衣阿华中部。这种形势导致 850 hPa 上衣阿华南部有较强的暖湿空气平流及正的涡度平流，有利于在该地区发展中尺度对流系统。夜间，对流活动组织成东西向的对流线，垂直于南风急流。在衣阿华中部 (20:30 — 23:30 GMT) 和南部 (02:30 — 04:30 GMT) 数次观测到冰雹。对流线的东北侧层状区中飞机观测到较大的降水。

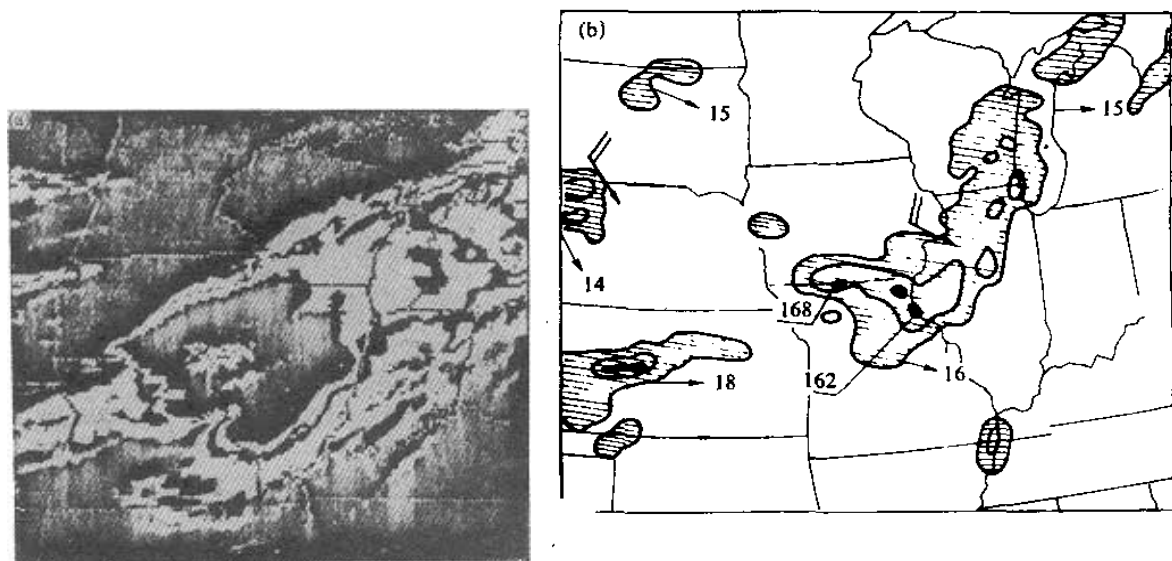


图 1 MCC 的增强红外卫星云图

(a) 和 NWS 雷达回波图 (b) (1984 年 7 月 15 日)

图例：雷达反射率等值线为 15, 41 和 51 dBZ；100 表示回波顶高 10000m；回波移动速度矢量单位为 m/s

从增强红外卫星云图看出，7 月 14 日 19 GMT 云系已显示出 MCC 的“起始”阶段特征。7 月 15 日 03 GMT 系统达到“最大”阶段，云顶温度低于  $-52^{\circ}\text{C}$  区域的面积达到 21 万  $\text{Km}^2$  (图 1a, 06:31)。这个 MCC 持续了 15 个小时，于 7 月 15 日 10 GMT

消散。

雷达观测表明,夜间对流云系中对流单体发展,云盖彼此相连并形成层状云区。雷达反射率强度不太大,不超过 50 dBZ。7 月 15 日 04 GMT 前一持续的东西向对流线沿着  $41^{\circ}\text{N}$  发展,回波顶高达 16 Km (图 1b, 06:35)。此对流线一直维持到 07 GMT。此外,尚有一些孤立的对流单体此起彼伏。层状区迅速东移进入伊里诺斯,而南部移动缓慢,到 05 GMT 左右大部分层状区降水活动已位于  $42^{\circ}\text{N}$  以南。此后,系统移动十分缓慢,层状区降水活动集中在衣阿华的勃林顿地区。06 GMT 以后东西向对流线已移至  $40^{\circ}\text{N}$  附近。

观测飞机于 03:10 GMT 从 MCC 的西部边缘进入云系,在 720 hPa 高度上沿对流带北侧层状区中飞行(图 2),这高度接近层状区云底,观测到连续性中到大雨。飞行途中云系层状区内的温度、湿度和风在同一高度上都有一定程度的起伏,温度介于  $10-13^{\circ}\text{C}$ ,风向西北西,速度达到  $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

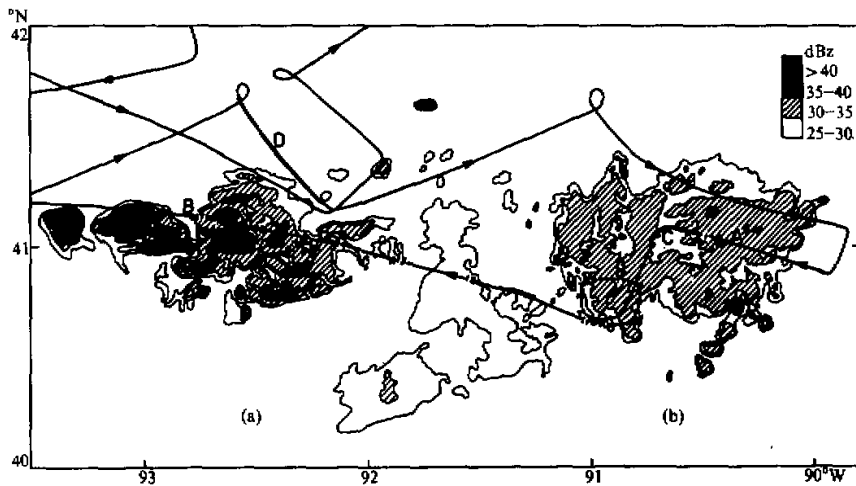


图 2 飞行路径和由机腹雷达观测的回波图(2800m 高度)

在飞行路径上由 A 点到 B 点,数字 1—17 代表图 3 中对应序号的微结构样品的取样位置。图中左半部雷达回波(a)是 05:05—05:10 GMT 飞机位于北侧 D 处观测的;右半部雷达回波(b)是 05:52—05:56 GMT 飞机位于 C 处观测的。B 点附近的雷达回波是在飞机飞抵 B 点附近进行取样观测微结构前 1.5 小时在 D 处(2800m 高度)观测的,取样时该处(6750m 高度)回波已变为层状性,强度低于 25 dBZ。

06:00 至 06:20 GMT,飞机在勃林顿附近爬升至 425hPa 高度,进行微物理垂直结构观测,探测高度由 2800m 至 6500m,相应的温度为  $+9.6^{\circ}\text{C}$  至  $-11^{\circ}\text{C}$ 。然后在 425 hPa 高度上西飞返航,沿途云系温度为  $-11-14^{\circ}\text{C}$ ,并观测到  $+6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  到  $-4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的垂直气流。飞行中飞机未直接穿对流区观测,所以下面的分析限于 MCC 的层状区。

### 三、层状云区降水微物理特征

用来分析层状降水区微物理结构的资料包括降水质点测量系统(PMS)的 2D-P 和

2D-C 探头观测的降水质点二维图象、JW 热线含水量仪观测的云液态含水量、大气状态参数温度、气压和露点温度，以及 NOAA P-3 飞机的飞行轨迹和飞行状态参数。此外也应用了机腹平面扫描雷达和机尾垂直扫描雷达资料。根据这些资料，对这个 MCC 层状降水区的微物理结构作了如下分析：

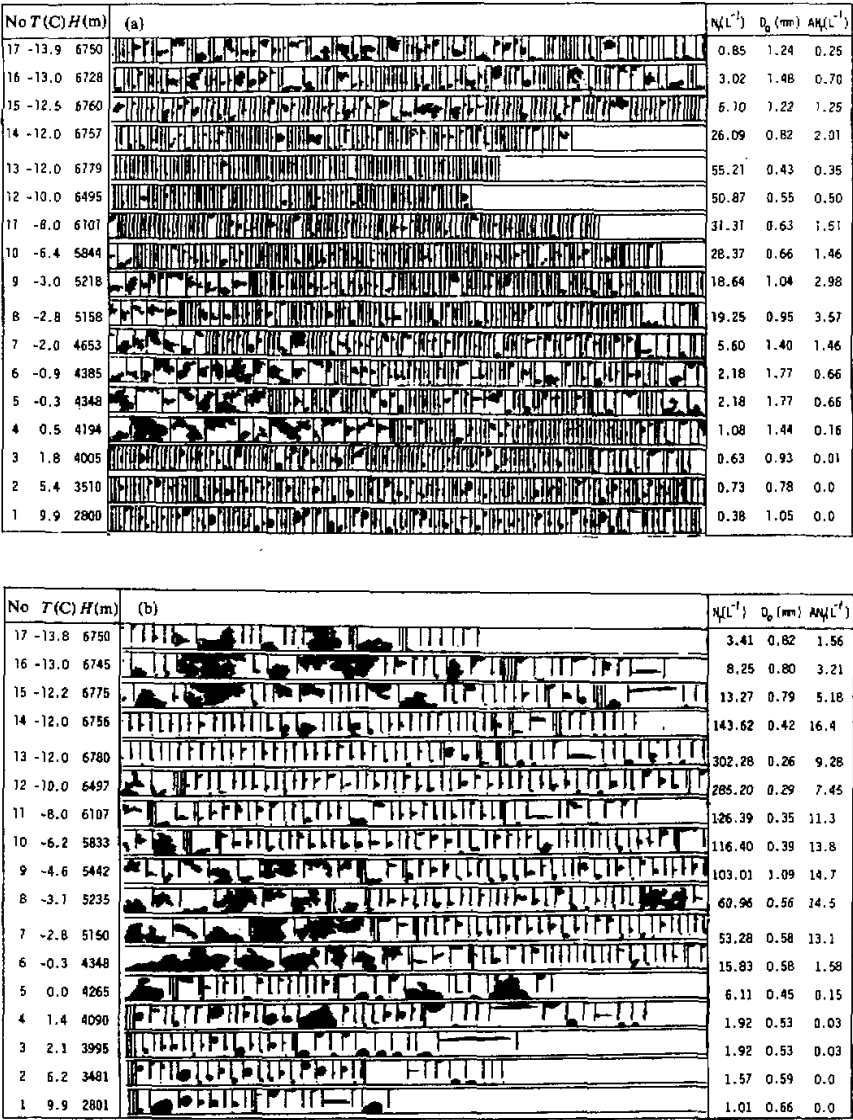


图 3 不同高度(H)和不同温度(T)下的降水质点二维图象样本

(a) 2D-P 图象；(b) 2D-C 图象。图中  $D_0$  为体积中值直径， $N_T$  和  $AN_T$  是冰质点和冰晶聚合体的数浓度。

## 1. 降水质点的相态结构

2D-P 和 2D-C 探头观测的质点大小范围分别为 0.2—6.4 mm 和 0.05—1.60 mm 直径。图 3 列出一部分二维质点图象的样本及相应的质点数浓度  $N_T$  和体积中值直径  $D_0$ ，还列出对应样本中的冰晶聚合体数浓度  $AN_T$ 。从图 3 可以看出，0℃ 层上下质点二维图象的外形特征有着明显的区别。0℃ 层以下高度降水质点主要是水滴，在 1.5℃ 层以下高度则全是水滴。0℃ 层以上高度以冰质点为主，在层状区基本上未见到边缘光滑的圆形水滴图象。由二维图象判断融化层厚度约为 200 m 厚，位于 0—1.5℃ 气层之间。

## 2. 含水量

JW 热线含水量仪观测的云滴液态含水量在层状区普遍较低，一般低于  $0.3\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ，最大值为  $0.5\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ，是在 6 km 高度上升气流达  $5.6\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的地区观测到的，估计是在一个小对流泡内取样观测的。由 PMS 探头观测的二维图象推算的降水质点含水量在融化层以下平均为  $0.6\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ，而在 -3—-12℃ 温度区间平均含水量值为  $0.8\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ，这里冰粒子的平均视密度以  $0.1\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  计。图 4a 的曲线 A 是降水质点含水量的垂直分布廓线，从中可以看出，从 0℃ 层向上，降水质点含水量是随高度向上增大的，在 5000 m 高度（-5℃ 层）达到极大值  $1.3\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ，随后向上减小，不过起伏较大，这与垂直探测区是一个衰老的对流云团有关。在融化层，含水量有一极小区，这是由于融化的冰质点落速增大，在这一气层内造成一质量辐散层所致。冷层冰质点含水量 (IWC) 似乎比预期的层状降水区含水量要大些，这可能与附近尚有对流活动有关。此外，云底较暖（约 10℃）、云层较厚也有关系。飞行途中在层状区观测到中至大雨。

## 3. 降水质点数浓度和尺度

图 4c 和 4d 示出由 2D-P 和 2D-C 探头观测的二维质点图象推算的降水质点数浓度  $N_T$  和体积中值直径  $D_0$ 。从中看出，在融化层以下液态水滴数浓度一般都较低，平均为  $0.8\text{ L}^{-1}$  (2D-P) 和  $2.3\text{ L}^{-1}$  (2D-C)，相应的平均体积中值直径  $D_0$  为 1.0 mm (2D-P) 和 0.6 mm (2D-C)。

在融化层以上，主要是冰质点，其中包括相当数量的形状不规则的冰晶聚合体。在 0—-10℃ 气层内，质点平均数浓度为  $27\text{ L}^{-1}$  (2D-P) 和  $133\text{ L}^{-1}$  (2D-C)，对应的  $D_0$  分别为 0.8 和 0.4 mm。但是，融化层附近的数浓度却是比较低的，从 4200 m 到 5000 m (-1—-2℃) 气层内一般都小于  $10\text{ L}^{-1}$  (2D-P) 和  $35\text{ L}^{-1}$  (2D-C)。质点数浓度大体上是随高度向上增加的，在飞机垂直探测的顶部 6600 m 高度上观测到最大值  $52\text{ L}^{-1}$  (2D-P) 和  $289\text{ L}^{-1}$  (2D-C) (图 4c, 4d 中曲线 H 和 J)。

降水质点的大小尺度与数浓度相反，在 0℃ 层以上大致是随高度向上减小的 (图 4c, 4d 中曲线 G 和 I)。在 0℃ 层附近 4200—4800 m (0.5—-1.3℃) 气层内，质点的体积中值直径较大，这里有较多较大的冰晶聚合体。图 4b 示出冰晶聚合体的数浓度 (曲线 C 和 D) 及其相对浓度 (曲线 E 和 F)，从中可见，在上述气层内冰晶聚合体占总冰质点数的 15% (2D-P) 以上。冰晶聚合体对  $D_0$  值的贡献较大，在 0℃ 层附近

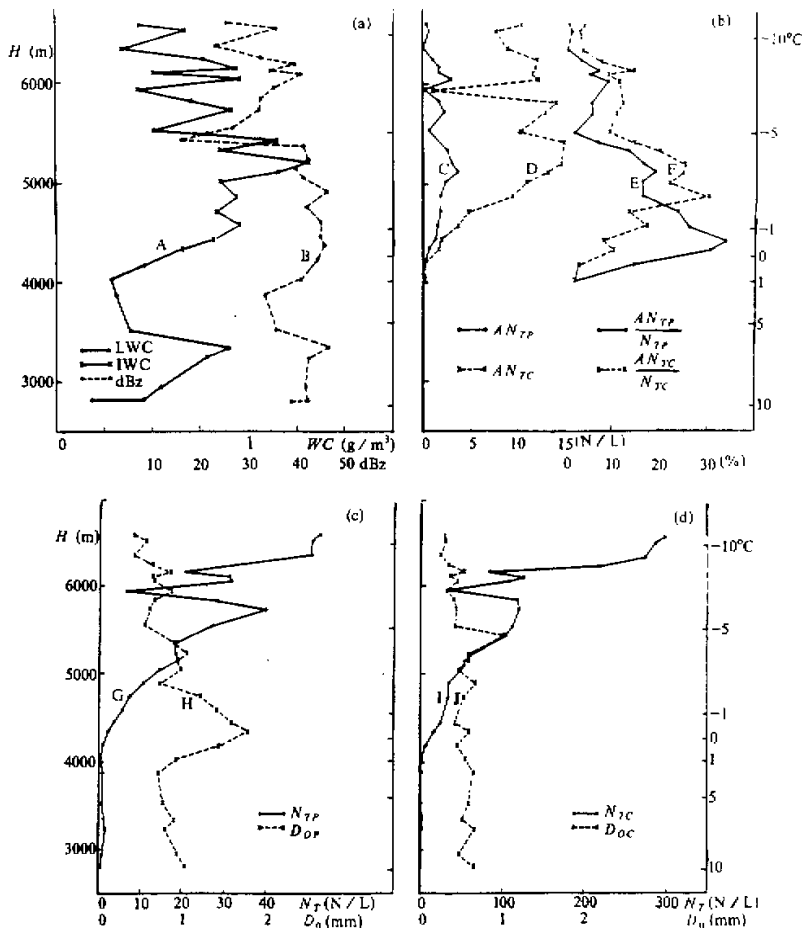


图4 MCC层状区中微物理量的垂直廓线

- (a) 曲线A为液态含水量(LWC)和固态含水量(IWC); 曲线B为由PMS资料推算的雷达反射率因子(dBZ);
- (b) 曲线C和D为由2D-P和2D-C探头观测的冰晶聚合体数浓度( $AN_{TP}$ 和 $AN_{TC}$ ); 曲线E和F为其相对浓度( $\frac{AN_{TP}}{N_{TP}}$ 和 $\frac{AN_{TC}}{N_{TC}}$ );
- (c) 曲线G和H为2D-P探头观测的质点总数浓度( $N_{TP}$ )和相应的体积中值直径( $D_{0P}$ );
- (d) 与(C)相同, 只是由2D-C探头观测的值( $N_{TC}$ 和 $D_{0C}$ ).

2D-P探头观测的质点 $D_0$ 达到极值1.8mm。5000m以上高度, $D_0$ 随高度缓慢减小。由图4所列资料结合图3的降水质点样本推断,层状降水区0℃层以上的过冷气层内,冰晶聚并过程是降水质点增长的主要机制。随着高度下降接近融化层,聚并过程导致冰质点数浓度减小而质点平均尺度增大的结果。大的冰晶聚合体落至0℃层以上,融化而形成雨滴,这是层状区降水的主要形式。

#### 4. 雷达反射率因子

根据 PMS 2D-P 质点二维图象推算的雷达反射率因子的垂直廓线示于图 4a (曲线 B), 在  $0^{\circ}\text{C}$  层以上较厚的气层内 (4200—5300m) 其值都比较大. 结合含水量、冰晶聚合体浓度以及总质点体积中值直径  $D_0$  的垂直廓线 (图 4a, b, c 中曲线 A, C, H), 可以认为融化层以上雷达反射率因子数值较大主要是由于上述三个因子的联合效应所致. 在  $0^{\circ}\text{C}$  附近, 冰晶聚合体尺度较大引起大的反射率因子, 而在高度较高、温度较低的气层, 含水量较大和数浓度较大是主要的原因.

在温度略低于  $0^{\circ}\text{C}$  的气层内, 冰晶大量地聚并形成冰晶聚合体, 雷达反射截面增大, 导致大的雷达反射率因子, 而在温度略暖于  $0^{\circ}\text{C}$  的气层内, 冰晶聚合体因表面融化而变湿, 其表面的介电常数与水滴类似, 进一步增强雷达反射率. 当冰晶聚合体在下落过程中完全融化时, 其体积变小而下落速度变大, 从而使其数浓度、平均尺度以及雷达反射率减小. Stewart 等<sup>[2]</sup> 还从质点在融化层以下因融化落速增大导致质点数浓度辐散, 以及融化后水滴体积变小、大雨滴破碎等效应来解释雷达反射率的减小. 这与本文的降水微结构垂直分布特征是一致的.

#### 5. 冰晶聚合体

冰晶聚合体是固态降水元的一种基本形态. 聚合体的形状、尺度、体积密度和数浓度对于云和降水系统的微物理研究具有重要意义. Jiusto<sup>[3]</sup> 认为, 冰晶聚合体是美国东北部地区降雪的最普遍类型. Hobbs 等<sup>[4]</sup> 指出在美国喀斯喀特山脉的顶峰地区冬季有一半以上的固态降水是以冰晶聚合体的形式落至地面的. 近年来, 一系列的观测证据表明, 在各种降水性云系中, 冰晶聚合体是降水总量中很重要的一种成分, 这包括北科罗拉多河流域的冬季地形云系 (Rauber)<sup>[5]</sup>, 温带气旋的中尺度雨带 (Matejka 等)<sup>[6]</sup>, 加利福尼亚塞拉山脉地区的冬季层状云 (Stewart 等)<sup>[2]</sup>, 南中国海地区冬季季风云团中的层状云区 (Houze 等)<sup>[7]</sup>, 科罗拉多的雹暴 (Heymsfield 等)<sup>[8]</sup> 以及成熟期的飓风云系 (Jorgensen)<sup>[9]</sup>. 本文前一部分的分析业已表明, 冰晶聚合体也是中纬度 MCC 层状区融化层以上的冷层内的主要降水形式, 至少在飞机探测高度上限 6750m ( $-14^{\circ}\text{C}$ ) 以下的层状区中是如此.

从质点二维图象的典型样品图 3 可见, 在这个 MCC 层状区探测中, 有两个冰晶聚合体集中带, 结合图 2 的飞行轨迹推断, 这两个不同高度的冰晶聚合体集中带对应于不同的中- $\beta$  尺度对流雨团. 一个在飞机螺旋形爬升时处于  $0^{\circ}\text{C}$  至  $-4.4^{\circ}\text{C}$  区间, 对应于第一个雨团 (相当于图 2 中  $91^{\circ}\text{W}$ ,  $41^{\circ}\text{N}$  的位置), 从垂直加速度仪资料判断, 这是一个衰老的对流雨团, 观测到的最大垂直气流不超过  $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . 前面已经指出, 06:00 GMT 时 MCC 内东西向对流线已移至  $40^{\circ}\text{N}$  附近, 飞机探测区域处于对流线北侧的层状区中. 在这一地带观测到冰晶聚合体的平均浓度为  $1.9\text{L}^{-1}$  (2D-P) 和  $8.1\text{L}^{-1}$  (2D-C). 它们大约占全体降水质点总含水量的 60% 以上. 冰晶聚合体数浓度最大值为  $3.6\text{L}^{-1}$  (2D-P) 和  $14.7\text{L}^{-1}$  (2D-C), 分别位于  $-3.1^{\circ}\text{C}$  和  $-4.4^{\circ}\text{C}$  层上 (参看图 4b 中曲线 C 和 D).

由于冰质点数浓度一般都随高度增加, 所以冰晶聚合体的相对浓度 (冰晶聚合体浓

度对冰晶总浓度之比)在较低的气层达到极大。在  $0^{\circ}\text{C}$  至  $-1^{\circ}\text{C}$  气层内大约有 30% 的质点是冰晶聚合体, 其平均数浓度为  $0.9\text{L}^{-1}$ , 与融化层以下的雨滴数浓度同一数量级。这表明, 在 MCC 的层状区, 雨滴主要是冰晶聚合体下落通过  $0^{\circ}\text{C}$  层高度融化的产物。

由图 4b 中曲线 C 和 D 还可看出, 2D-P 探头观测的较大的冰晶聚合体主要集中在较低的气层, 接近  $0^{\circ}\text{C}$  层, 而 2D-C 探头观测的较小的冰晶聚合体主要集中在较高的高度 ( $-1.4^{\circ}\text{C}$ — $-3.5^{\circ}\text{C}$  温度区间)。据此推断, 在 MCC 的层状区, 冰质点的聚并增长过程起源于较高、较冷的气层, 在其下降途中聚并效率渐趋增强。这从冰质点数浓度随高度下降而减小、质点平均尺度迅速增大的事实也可得到佐证。从而在  $0^{\circ}\text{C}$  层附近形成一冰晶聚合带, 它是层状云中雷达回波亮带的组成成分。在融化层中, 冰晶聚合体开始融化表面变湿而体积变化不大, 使反射率大增。

当 P-3 飞机离开第一个衰老的对流雨团时, 它从 5500 m 高度向西缓慢爬升至 6600 m 高度, 此其间很少观测到尺度达 3 mm 以上的冰晶聚合体。但是, 当飞机抵达云系的西北部(图 2 中  $92^{\circ}\text{W}$ — $93^{\circ}\text{W}$ ,  $41^{\circ}\text{N}$  区段), 在云系的边缘地区观测到第二个大的冰晶聚合带, 那里原先曾有一对流雨团发展, 如图 2 所示的西部雷达回波区, 该区是根据 1 小时半以前当飞机在北侧云底平飞时由飞机腹部的平面扫描雷达观测的。06:30 GMT 飞机在 6700 m 左右高度上观测时, 该处雷达回波已十分微弱, 据此判断这时观测取样的云层是处在消散的对流云团中或其附近的云区。在这一冰晶聚合带, 冰晶聚合体的平均数浓度达到  $2.0\text{L}^{-1}$  (2D-P) 和  $14.4\text{L}^{-1}$  (2D-C)。该处冰晶总浓度较低, 不超过  $10\text{L}^{-1}$  (2D-P) 和  $20\text{L}^{-1}$  (2D-C)。其中 2D-P 质点有 20% 以上是冰晶聚合体。所以, 图 3 显示的两个冰晶聚合带实际上并不在同一地区不同高度上观测的, 而是在云系的不同部位观测的。

在两个冰晶聚合带, 冰晶聚合体主要是由不规则的冰质点和枝状晶体组成的, 此外还有看上去有少量依附的粒子。前面的分析已指出, 在这个 MCC 的层状区, 云液态含水量不大, 一般低于  $0.3\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ , 这对降水质点的轻度依附增长是有利的。这种轻度的依附作用使冰质点表面略为潮湿, 有利于冰质点之间的聚并, 依附在冰质点上的过冷云水在冰质点之间的聚合过程中起到一种“粘合剂”的效应。在冰晶聚合带中还观测到极少数象霰粒子那样的质点, 表明确有依附过程在同时起作用, 特别是在接近  $0^{\circ}\text{C}$  层的较暖的过冷云层中是如此。

## 6. 层状区中降水微结构的水平分布

图 5 示出各微物理要素、垂直气流速度和温度在层状区中的水平分布。这些资料是当飞机在 425—420 hPa ( $-11.1^{\circ}\text{C}$ — $-13.9^{\circ}\text{C}$ ) 高度上在层状区中向西北方向大体上是水平穿云飞行时观测的。图中显示出, 各种微物理量包括冰质点含水量 (IWC)、冰质点数浓度 ( $N_T$ )、以及冰晶聚合体数浓度 ( $AN_T$ ) 及其相对浓度 ( $AN_T/N_T$ ) 的水平分布都是不均匀的。图中可见, 在 MCC 的西北部边缘地区, 相当于观测时间 06:30—06:34 GMT, 观测到大的冰晶聚合体。这里云是老的并处于消散阶段, 垂直速度探测表明这里盛行下沉气流, 冰质点数浓度一般都较低, 约为  $10^0$  个  $\text{L}^{-1}$  (2D-P) 和  $10^1$  个  $\text{L}^{-1}$  (2D-C) 量级, 其中 20% 以上是冰晶聚合体, 已如上小节所述。这里气温接近  $-14^{\circ}\text{C}$ , 云液态含水量一般都低于 JW 含水量仪的观测灵敏度 ( $0.1\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ), 淤



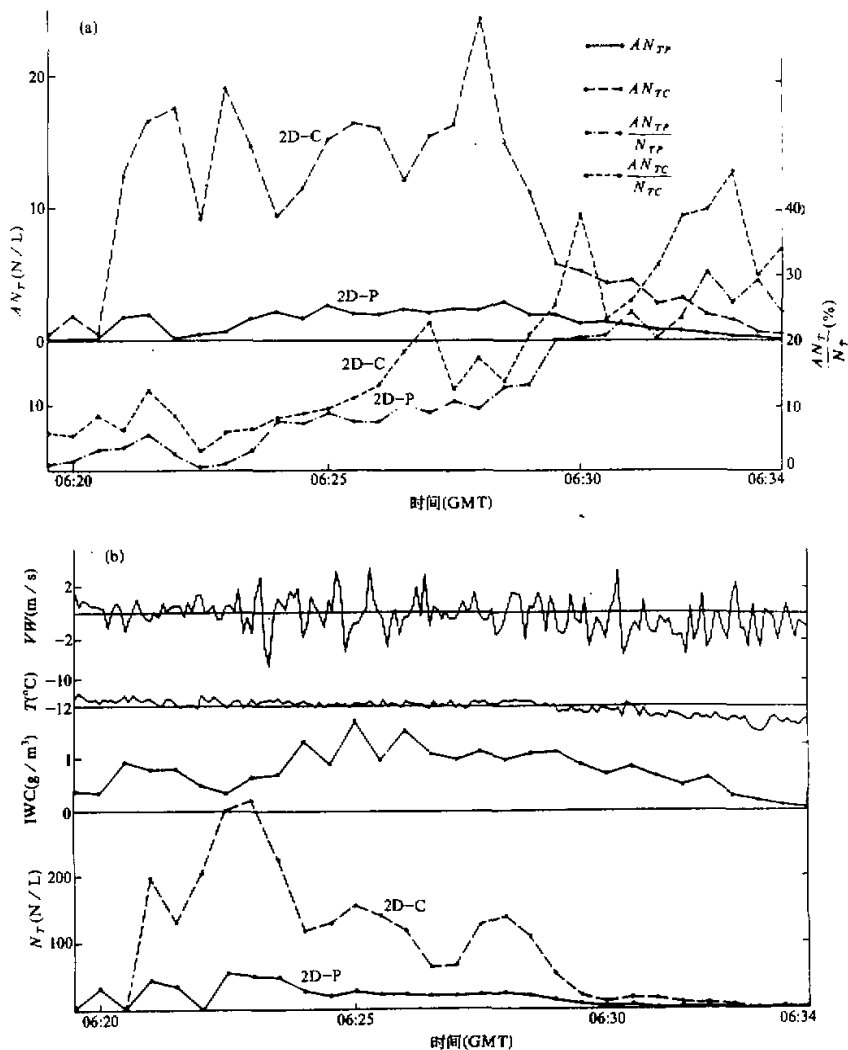


图5 飞机在MCC层状区内水平穿云时各微物理量和温度及垂直速度的时间序列分布

- (a) 冰晶聚合体数浓度 ( $AN_{TP}$  和  $AN_{TC}$ ) 及其相对浓度 ( $\frac{AN_{TP}}{N_{TP}}$  和  $\frac{AN_{TC}}{N_{TC}}$ );
- (b) 从上到下依次为垂直速度 ( $vw$ ), 温度 ( $T$ ), 冰质点含水量 ( $IWC$ ) 和冰质点总浓度  $N_{TP}$  和  $N_{TC}$  (2D-P 和 2D-C 资料).

附效应较弱, 所以这里冰质点之间的聚并机制与  $0^{\circ}C$  层附近的过冷云层中的有所不同, 如所周知,  $-15^{\circ}C$  附近是枝状冰晶生长的温度区间, 而枝状冰晶的分枝叉结构有利于冰晶相互勾联, 这种冰晶枝叉之间的机械勾联效应在这一温度区间内的冰晶聚合过程中

可能起重要作用<sup>[5, 10]</sup>.

#### 四、降水质点的大小谱分布

本节根据 2D-P 质点图象资料对直径大于 0.2mm 的降水质点大小谱分布特征进行分析. 滴谱资料样本容量为 78, 均在 MCC 的层状降水区中获取. 应用 Marshall-Palmer 分布型

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (1)$$

对资料进行拟合分析, 式中  $N(D)$  是直径为  $D$  的质点大小分布密度函数,  $N_0$  和  $\lambda$  是分布参数, 分别称为截距参数和斜率参数. 拟合分析发现上述负指数律分布对水滴和冰质点大小谱分布拟合都相当好. 对于融化层以下的液态水滴,  $\log N(D)$  对  $D$  的线性相关系数达 -0.96, 对融化层以上的冰质点谱分布, 相应的线性相关系数为 -0.92, 线性拟合都相当好. 但是, 分布参数  $N_0$  和  $\lambda$  都不是常数, 而是随数浓度和体积中值直径而变的变量. 滴谱分布的斜率参数  $\lambda$  和截距参数  $N_0$  对质点的体积中值直径  $D_0$  和数浓度  $N_T$  的线性拟合关系可分别表示为

$$\lambda = -2.51 + \frac{1.65}{D_0}, \quad (2)$$

和

$$N_0 = \frac{1.80 N_T}{D_0}. \quad (3)$$

上述最佳拟合线的相关系数都达到 0.87 (图略). 应用这种经验关系, 在降水微物理过程的参数化研究中, 降水质点大小谱分布的经验公式可表为

$$N(D) = \frac{1.80 N_T}{D_0} \exp \left( 2.51 - \frac{1.65}{D_0} \right) D. \quad (4)$$

这一经验关系与 Cotton 等<sup>[11]</sup>的参数化公式类似, 只是他们假定斜率参数  $\lambda$  (或  $D_0$ ) 是常数.

我们现在将 M-P 分布中的参数与云中可以测量的降水含水量联系起来. 虽然由图 6a 可见,  $\lambda$  与含水量 WC 之间并无明显的相关关系, 但根据 Kessler (1969) 推导的滴谱参数化公式, 我们选用变量  $\lambda$  与组合变量  $(N_0/WC)^{1/4}$ , 其散布图示于图 6b, 可见无论对冰质点还是水滴样本, 线性拟合都相当好, 相关系数分别达到 0.98 和 0.73, 拟合公式可表为

$$\lambda = a + b \left( \frac{N_0}{WC} \right)^{1/4}, \quad (5)$$

对水滴样本, 系数  $a = 0.96$ ,  $b = 1.28$ ; 对冰质点为  $a = -7.1$ ,  $b = 1.33$ .

在云和降水模拟研究中, 通常假定降水滴谱分布中的一个参数 ( $\lambda$  或  $N_0$ ) 为常数, 从而将滴谱分布函数简化为单参数分布. 图 6c 示出  $N_0$  对  $\lambda$  的散布图, 可见对水滴和冰晶质点,  $N_0$  对  $\lambda$  的相关关系有明显差异. 对水滴, 不同样本的斜率参数变化不大, 平均值为  $17 (\pm 3.6) \text{cm}^{-1}$ , 相对变差不超过 20%, 所以可以象 Cotton 等<sup>[11]</sup>那样, 对水滴近似地假定  $\lambda$  是常数. 然而, 对冰质点样本,  $\lambda$  显然不能当作常数处理, 不同样本的  $\lambda$  值

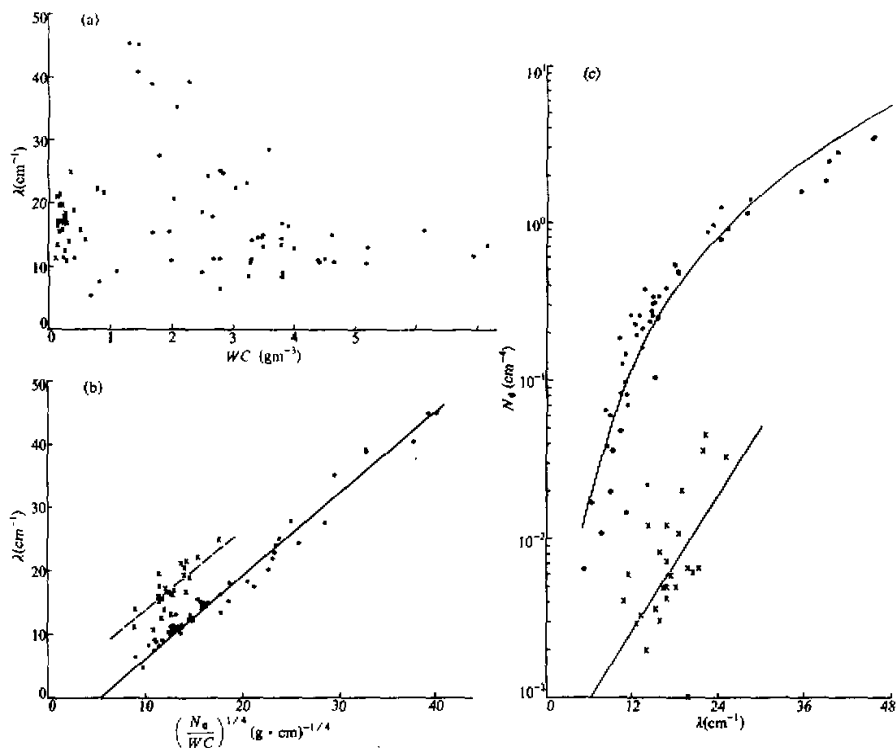


图 6 滴谱参数之间的散布图

(a)  $\lambda$  对  $WC$  的散布图 (b)  $\lambda$  对  $\left(\frac{N_0}{WC}\right)^{0.25}$  的散布图 (c)  $N_0$  对  $\lambda$  的散布图.

散布点“×”是水滴样本, “•”和“。”是冰质点样本.

可相差 3 倍以上. 至于  $N_0$ , 则无论是水滴样本还是冰晶样本, 都是变量, 其值可有 2—3 个数量级之差. 由图 6c 得到  $N_0$  对  $\lambda$  的最佳拟合线(冰质点)为

$$N_0 = 1.1 \times 10^{-4} \lambda^{2.8}, \quad (6)$$

拟合线的相关系数达到 0.94. 在这种情况下, 降水质点谱分布可以只用一个参数  $\lambda$  来确定. 结合方程(1), (6)和(2)式, 冰质点的大小谱分布可以仅仅根据质点的体积中值直径  $D_0$  一个参数来推断.

### 参 考 文 献

- [1] Maddox, R.A., 1980, Mesoscale convective complexes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374—1387.
- [2] Stewart, R.E., J.D. Marwitz, J.C. Pace, and R.E. Carbone, 1984, Characteristics through the melting layer of stratiform clouds, *J. Atmos. Sci.*, 41, 3227—3237.
- [3] Jiusto, J.E., 1971, Crystal development and glaciation of a supercooled cloud, *J. Rech. Atmos.*, 5, 69—85.
- [4] Hobbs, P.V., S. Chang, and J.D. Locatelli, 1974, The dimensions and aggregation of ice crystals in natural clouds, *J. Geoph. Res.*, 79, 2199—2206.

- [5] Rauber, R.M., 1987, Characteristics of cloud ice and precipitation during wintertime storms over the mountains of Northern Colorado, *J. Climate and Appl. Meteor.*, **26**, 488-524.
- [6] Matejka, T.J., R.A. Houze, Jr., and P.V. Hobbs, 1980, Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **106**, 29-56.
- [7] Houze, R.A., Jr., and D.D. Churchill, 1984, Microphysical structure of winter cloud clusters, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3405-3411.
- [8] Heymsfield, A.J., and D.J. Musil, 1982, Case study of a hailstorm in Colorado. Part II: Particle growth processes at mid-levels deduced from in-situ measurements, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2847-2866.
- [9] Jorgensen, D.P., 1984, Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Ph. D. dissertation, Colorado State University, Fort Collins, CO 80523, 189 pp..
- [10] Ohtake, T., 1970, Factors affecting the size distribution of raindrops and snowflakes, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 804-813.
- [11] Cotton, W.R., G.J. Tripoli, R.M. Rauber, and E.A. Mulvihill, 1986, Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall, *J. Clim. Appl. Met.*, **25**, 1658-1680.

### Microphysical Structure in the Stratiform Cloud Region of a Slow-Moving MCC

Ye Jiadong

Fan Beifen

W. R. Cotton

M.A. Fortune

(Nanjing University Department of  
Atmospheric Sciences, Nanjing, 210008)

(Colorado State University Department  
of Atmospheric Sciences, U.S.A)

#### Abstract

Microphysical data observed in the stratiform cloud region of an MCC are analyzed together with radar, satellite, and other in situ data collected by a NOAA P-3 research aircraft. The results show, that the aggregates are prevalent in some part of the stratiform cloud region of the MCC. The aggregation process is the predominant precipitation particle growth mechanism in the stratiform cloud region. Aggregation starts in the upper and colder levels but becomes more efficient as the aggregates approach the melting layer. As a result a large aggregation zone is formed near the 0°C level.

**Key words:** MCC; Stratiform cloud region; Microphysics; Aggregates.