

层状云微物理过程的数值模拟(二) ——中纬度气旋云系的微物理过程

胡志晋 严采蘩

(气象科学研究院人工影响天气研究所)

提 要

本文用我们的微物理模式根据 P. V. Hobbs 在美国获得的中纬度气旋云系和降水的中尺度和微尺度结构的探测资料进行了计算。在计算的六个例子中, 微物理垂直剖面同实测结果在很多方面是相符的。

模拟得出了同实测比较一致的层状云“播种-供应”机制, 高空发生胞的“播种”作用和暖层云中的降雨过程等。分析表明, 模式所用的双参数方案、冰晶核化、云雨自动转化、冰晶繁生等方程能较好地反映云中微物理过程, 但是冰晶聚合过程的模拟(主要是碰并系数 E_{ij} 的表达式)需要改进。

一、引 言

我们在本文第一部分提出了一个包括18种微物理过程的层状云模式^[1]。为了检验模式研究层状云中微物理过程的能力, 本文用实测的空气温度、气压、气流等宏观动力参量作为模式输入量, 模式的其它参数不随个例作任何变动, 计算云和降水的各种微物理过程及其造成的微物理特征量的分布及其演变。然后用实测资料同计算结果相比较, 以了解模式的现实性。

由于观测的困难(特别是气流观测), 基本上能满足上述要求的层状云宏观探测资料十分少见。P. V. Hobbs 等人在美国华盛顿州对中纬度气旋云系的中尺度和微尺度结构的观测计划“CYCLES”提供了比较完整的实测资料。我们选用Hobbs(1980)发表的冷锋云系和暖锋云系的观测数据作为本文的输入和对比资料^[2,3]。模拟了1976年11月17日冷锋云系中的暖区雨带, 宽冷锋雨带1、2, 1975年1月13日和14日的暖锋云系以及1976年12月14日暖锋云系中的薄水云雨带(简称暖薄云), 共计6例。

层状云中微物理结构的水平变化比垂直变化小得多, 目前的观测只能提供它们的一般垂直分布以及有关发生胞下特强降水迹中的一些资料。上升速度对降水微物理过程的

作用很大,但多普勒雷达和飞机提供的观测资料误差很大,须要作一些相互的校正。本文中以一维时变的框架试用微物理模式并作初步校验,模式方程组为:

$$\frac{\partial F}{\partial t} = -(\omega - V) \frac{\partial F}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 F}{\partial Z^2} + \frac{F}{\rho} \frac{\partial \rho v}{\partial Z} + \frac{\delta F}{\delta t}$$

式中 F 为任一特征量; V 为自身平均落速; K 为湍流交换系数,取 $20\text{米}^2/\text{秒}$;右边各项依次为平流、湍流、自身辐合和源汇项。差分格式取时间向前差,平流和辐合用上游差,湍流用中央差。宏观气流和温度条件在模拟中假定不变。初始时大气中没有任何水凝物,空气相对于冰面饱和(在暖区相对于水面饱和)。在模式顶,各量保持不变。在模式底,用 $F(-1) = F(0)$ 来计算湍流项。由于湿度资料不足,云下蒸发过程不能计算。所以模式以云底为底,只模拟云内的过程。计算步长为: $DZ = 150 - 300\text{米}$, $Dt = 10\text{秒}$ 。模拟到云的发展过程趋于定常为止,一般时间在9小时以上。温度分布原则上是可以计算其演变的,但在一维模式中没有考虑水平输送(这在气旋锋面中是十分重要的),云中温度将趋于湿绝热分布,这同实测的温度层结及其演变有很大的差别。所以本文采用不变的温度分布。

二、暖区雨带

1976年11月17日移经华盛顿州的冷锋前面有一暖区雨带云系。云底高 0.8千米 ,温度为 11°C 。云厚约 6.3千米 , 5.5千米 处为 -15°C 。根据多普勒雷达观测推算,最大升速区位于 4千米 左右,其下有强烈的辐合抬升,其上升速明显变小。由此定出气流升速剖面。

最大升速值已用飞机观测值校正,取 $w_m = 0.63\text{米}/\text{秒}$ 。这样得出的雨强同实测比较一致。

计算结果得出,在较强的上升运动下,云水含量在初期迅速增大。在40分钟达最大,为 $1.64\text{克}/\text{千克}$,位于最大升速层的下部。冰晶在云顶附近下落途中由于过冷水充分,凝附严重,多数转化为霰。霰粒在 $-3 - -8^\circ\text{C}$ 区间撞冻云滴,有大量次生冰晶繁生。其速率大大超过核化率。使该层冰晶浓度迅速增大,但质量很小。云的下部(暖层)云水含量充足,云滴谱向上拓宽很快,在云底以上 $2 - 3\text{千米}$ 处有雨滴产生。云雨自动转化率达 $2 \times 10^{-4}\text{克}/\text{千克} \cdot \text{秒}$,雨滴数目达到 $3 - 5 \times 10^3/\text{千克}$,但质量很小。在60分钟前后形成了以降霰(融化成雨)为主的第一次降水高峰($I_m = 23\text{毫米}/\text{小时}$)。需要指出,上述过程同初始条件有一定关系,不一定反映了实际云中情况。

到120分钟时,云雨自动转化已经停止,冰晶繁生率大大减小,凝华成为主要增长过程,霰量显著减小,冰晶聚合成雪团的过程已经活跃,180分钟以后, 0°C 层附近就以雪团为主了。

到300分钟时,形成了第二个以雪团融化为主的雨强峰值($I = 20\text{毫米}/\text{小时}$)。由于冰晶繁生的停止,云中霰冰晶减少,贝吉隆过程减弱,导致云中部的过冷水量逐渐恢复。撞冻再次成为降水粒子主要增长机制。大量冰粒转化为霰,云底降水强度减小。到540分钟时,云系降水趋于定常状态。 -4°C 层以上降水以冰晶为主。它们在 -13°C 层以上

以凝华增长为主, 其下以撞冻为主。在 -4°C 层以下, 由于撞冻严重, 冰粒大多转化为霰粒, 下落融化成雨, 雨滴在暖层继续增长。

暖区雨带的云水含量为 $0.1-0.4$ 克/千克, 同实测一致。降水由冰相过程产生, 计算的冰粒子浓度垂直分布列于图 1, 同实测值 (圆圈) 比较接近, 300 分钟时的计算分布更为接近。冰粒子的源地主要是上层的核化。但在云中层 -5°C 附近的冰晶繁生 (H-M 过程) 有时也很强烈 (如 540 分钟时, 同核化率相当, 而 300 分钟时为 0)。这样, 造成冰粒子浓度在该处略增的分布。计算的降水粒子含量的垂直分布列于图 2, 图中圆圈为 Hobbs

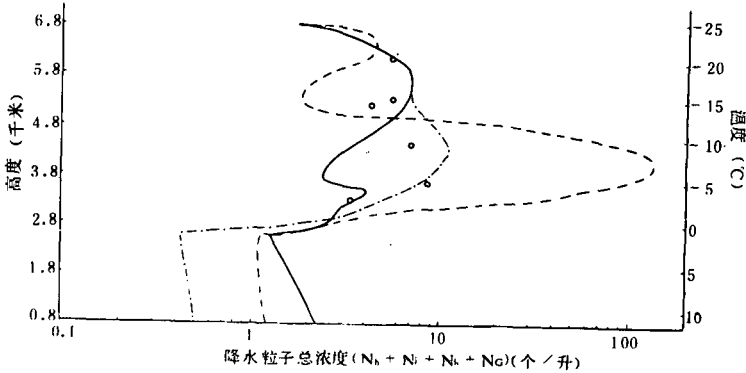


图 1 暖区雨带中降水粒子总浓度垂直分布的演变

--- 60分钟, -·- 300分钟, —— 540分钟, ○ 实测值

给出的实测相对值(以冷区的最大值为 1)。模式值在 540 分钟时云上层比实测值偏大, 300 分钟时同实测值较相符。

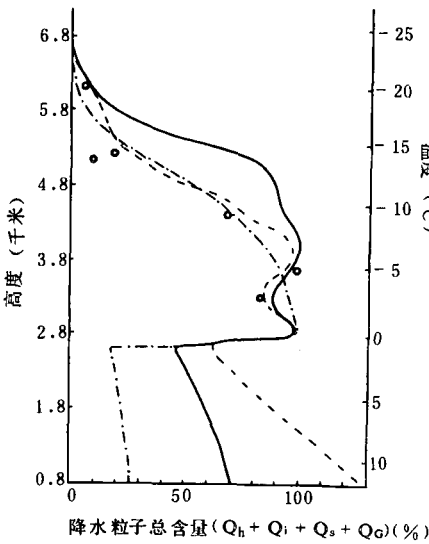


图 2 暖区雨带中降水粒子总含量垂直分布的演变

--- 60分钟, -·- 300分钟, —— 540分钟, ○ 实测值

Hobbs 曾指出, 本例降水为“播种-供应”机制, -15°C 层以上为播种层, 提供很多的冰粒子, 但其水量只占出云降水含量的 20%。其余 80% 主要在 $-15-0^{\circ}\text{C}$ 的供应层获得。他认为, 在融化层和暖层, 降水没有多少增长。我们认为, 由于粒子的长大、淞附和融化, 粒子的落速明显加大 (从小冰晶的 0.3 米/秒增大到雨滴的 6 米/秒), 这就引起粒子空间浓度和含水量的自身辐散, 这在 0°C 层上下十分明显 (图 2)。降水强度是降水质量通量 ($\sum \rho Q V$), 在垂直运动中是保守的。所以降水强度的垂直分布比空间含水量 ($\sum \rho Q$) 更能标志降水增长过程。图 3 列有计算的降水强度垂直分布的演变。其出云雨强为 $15-20$ 毫米/时, 同地面实测值 16 毫米/时相当一致。

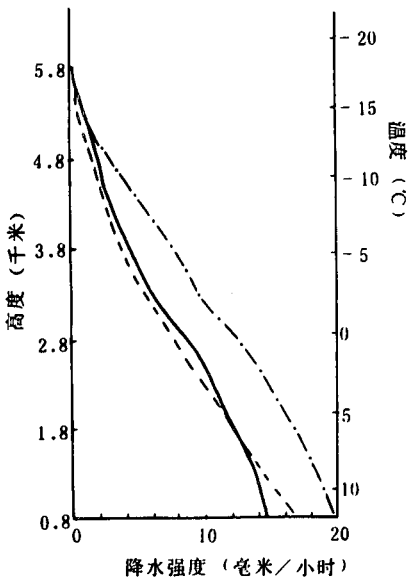


图3 暖区雨带中降水强度垂直分布的演变
--- 60分钟, -·- 300分钟, —— 540分钟

这种形态分布同实测大致相符。

三、宽冷锋雨带 1

宽冷锋雨带 1 紧跟在冷锋后面, 云底高约 0.8 千米 (温度为 11°C), 云顶约 7.0 千米 (-24°C)。云低层上升气流较弱, 多普勒雷达测得在 3—5 千米之间有明显的辐合上升运动。飞机观测到 4.5 千米处的气流上升速度为 0.6 米/秒, 在 6.4 千米处约为 0.2 米/秒。我们计算时采用的云厚为 6.3 千米, 云中垂直气流、温度层结为实测值。

计算得出, 在 60 分钟时, 云底出现霰粒融化成雨的第一个降水峰值 ($I = 9$ 毫米/小时)。随着上层冰晶不断核化 (核化率为 9/千克·秒)、下落, 过冷水迅速减少, 撞冻变弱, 霰粒减少, H-M 冰晶繁生过程从 80 分钟起就基本停止。冰晶凝华增长成为主要过程。300 分钟时, 冰晶凝华率最大达 7×10^{-4} 克/千克·秒, 位于最大升速处 (-13°C)。由于该层气流升速 (0.6 米/秒) 接近甚至超过冰晶的平均落速, 大量冰晶在那里积累起来, 形成浓度和质量的峰值 (见图 4、5)。大量冰晶聚合成为雪团, 雪团的含量向下迅速增大, 在 -9°C 层以下就超过冰晶, 成为降水的主要形态, 并造成云底降水的第二峰值 ($I_m = 19$ 毫米/小时)。此后, 冰雪粒子的聚合和落速的加大使冷区中下层的冰粒浓度不断减少, 雨强也随之减小。到准定时, 计算的冰雪粒子浓度向下减小, 这同实测结果相当一致, 但计算的浓度略小 (见图 4)。

计算的云水量一般很小, 最大在 0°C 附近, 达 0.16 克/千克, 这同实测值一致。在云顶附近有一个次大值, Hobbs 用飞机观测到高层发生胞中有液态水, Heymsfield (1977)^[4]

从图可见, 在 5.3 千米 (-15°C) 处 (播种层底) 降水强度只占出云降水的 10%, 2.9 千米 (0°C) 处降水强度占 60%, 有 40% 的降水是在暖层 ($0-11^{\circ}\text{C}$ 区间) 增长的, 该层是 Hobbs 指出的本例中凝结率最大的层次, 对降水应有重要贡献。在本文后面述及的暖锋薄云中, 其升速比本例小 (0.2 米/秒), 云底温度低, 水分供应比本例暖层少得多, 而实测该例降水主要是在暖层增长的。两者相比, 我们认为本例暖层里降水增长应该是显著的, 计算的降水强度的增长是合理的。由于雨滴落速大和融化层亮带效应等原因, 用雷达回波推算的降水空间含量则不易揭示这一点。

降水粒子的形态在高空以冰晶为主, -15°C 处以下出现雪团, 并向下增多, 但不占优势, 淞附强烈 (最大淞附度达 0.9)。在温度高于 -4°C 的冷区内, 霰粒占优势。这

也观测到类似的现象。计算得出,在 -15°C 以上降水粒子主要由冰晶组成,在 $-15-0^{\circ}\text{C}$ 区间,雪团比例向下越来越大,在 0°C 附近雪团已占优势。云中凝华增长占优势,最大达 8×10^{-4} 克/千克·秒,撞冻率在 -11°C 处最大,为 5×10^{-4} 克/千克·秒。冰、雪淞附不强(淞附度最大为0.4左右),没有霰粒。降水粒子的形态分布同观测大致相符。

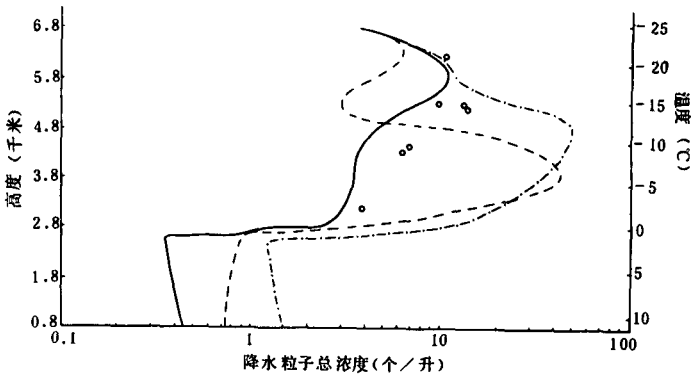


图 4 宽冷锋雨带 1 中降水粒子总浓度垂直分布的演变
 --- 60分钟, -·- 300分钟, —— 900分钟, ○ Hobbs实测

图 5 列有计算的降水粒子总含量的垂直分布,同Hobbs实测推算的百分比值(图中圆圈)相比,趋势相似,但高度上移了约0.5千米。

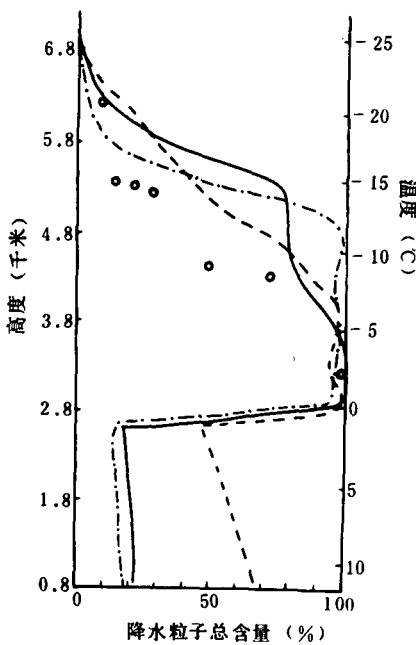


图 5 宽冷锋雨带 1 中降水粒子总含量垂直分布的演变

--- 60分钟, -·- 300分钟, —— 900分钟, ○ Hobbs实测值

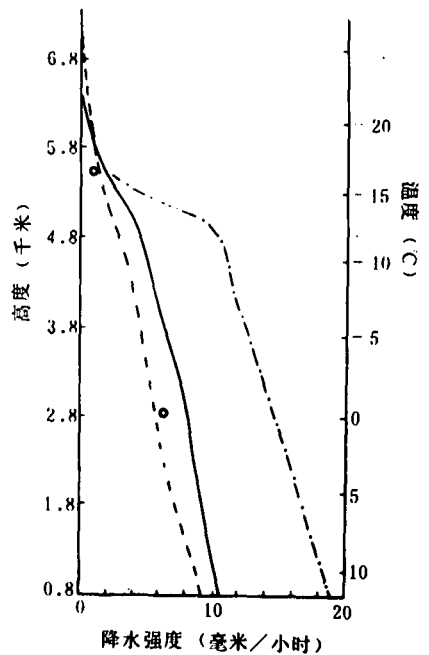


图 6 宽冷锋雨带 1 中降水强度垂直分布的演变

--- 60分钟, -·- 300分钟, —— 900分钟, ○ Hobbs实测值

计算的降水强度垂直分布列于图6,比Hobbs从实测推算的降水强度(图中圆圈)略大。计算的出云雨强为10毫米/小时,同地面实测值(9—11毫米/小时)相符。

从降水强度(图6)和降水粒子数量的垂直分布(图4)可以明显看出有“播种-供应”机制。在供应层顶部(-17°C)附近,降水粒子数目已经达到最大,但降水强度很小,约占出云雨强的16%。Hobbs从降水粒子浓度和降水粒子含量的垂直分布推断, -15°C 为本例供应层顶,比模式结果稍低。在 $-17-0^{\circ}\text{C}$ 层,计算的降水强度从16%增加到73%(7.5毫米/小时)。还有27%是在暖层增长的。这一比例比暖区雨带的(40%)小,主要是由于本例暖层中气流升速较小,凝结率较低。

我们也模拟了位于冷锋宽雨带1后面的冷锋宽雨带2云系。云的上、下界高、温度层结、及云中垂直气流剖面均取实测值。

计算结果,峰值雨强(10毫米/小时)和定常后的云底雨强(6.6毫米/小时)分别同实测的地面最大雨强和平均雨强一致。计算的降水粒子浓度和含量的垂直分布与实测分布也相当一致。本例降水强度的10%来自播种后,70%和20%分别来自冷、暖供应层。

四、暖 锋 薄 云

1976年12月14日,Hobbs等人在美国华盛顿州海岸欧欣海滨对一个从太平洋移向海岸的锢囚锋云系进行了系统的探测。由地面降水强度演变和雷达反射率因子PP1图,分辨出有三条位于低层暖锋前面的雨带A、B、C经过欧欣海滨,我们模拟计算了观测较多的雨带B云系的情况。

Hobbs等人观测到该雨带云系的主要云顶高度在2.3千米(温度为 -0.1°C),云底在0.3千米左右。我们计算时取云厚为2.1千米。温度层结采用Hobbs的实测值,在云的下部梯度较小,上部较大。云中气流升速用Hobbs给出的1807PST在雨带B中心部分的平均垂直速度分布廓线,最大升速为0.2米/秒。

模拟计算的各种特征量演变如图7、8、9所示。该云系几乎全在 0°C 层以下,由于温度层结和升速的不同,在1.2千米以下,凝结率较低,云水量较小;其上云水量较大(在140分钟达到最大,为1.02克/千克)(图7)。云滴谱在云中向上拓宽(Fc向上增大),云滴通过暖雨过程在云的顶部开始生成雨滴。云中出現雨滴后20分钟左右降水就落出云底,并很快形成一个最大出云雨强为1.3毫米/小时、历时40多分钟的降雨峰值,此后,降雨就进入准稳定状态。

在稳定阶段,云水含量向上增大,在云的上部达到最大,为0.8克/千克(见图7),远大于冰水混合云云水含量。在云上部的1.5—1.8千米内,是一个稳定的降水粒子源地。该层内云-雨自动转化过程与雨滴捕获云滴过程的速率相当。该层以下,雨滴的增长完全由碰并云滴过程决定。碰并增长率随高度的变化较小。云系中雨滴间的并合和破碎过程较弱,造成的雨滴浓度减少率在稳定阶段仅为0.1个/千克·秒。

计算的降水强度不大,达到准稳定状态后的出云雨强为0.42毫米/小时,比实测的地面雨强3.0毫米/小时小得多。计算的云内降水强度与雷达观测推算的降水强度垂直分布比较,两者的相对图像很接近,但绝对值差别很大(见图8)。正如Hobbs指出的,观测

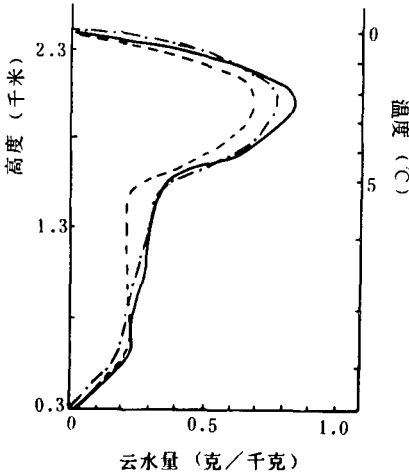


图 7 暖锋薄云中云水量垂直分布的演变
---60分钟, - · -180分钟, —480分钟

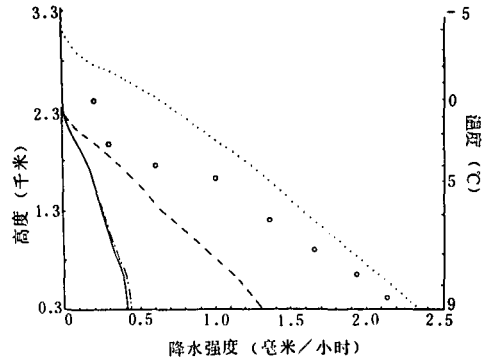


图 8 暖锋薄云中降水强度垂直分布的演变
---180分钟, - · -360分钟, —480分钟, O Hobbs
实测值·····有对流胞的平均分布

推算的上升速度太小, 不足以解释观测的降水强度。这可能同升速的观测推算误差有关。用多普勒雷达观测值推算的水平散度误差约为 0.5×10^{-4} /秒, 而本例散度最大值是 2.5×10^{-4} /秒。升速是通过散度从地面向上积分求得的, 其误差会积累。

从飞机测量的直径 $D = 25 - 400$ 微米的粒子浓度来看, 大云滴 ($D = 25 - 100$ 微米) 浓度向上明显增大, 1.7千米处比1.4千米处高约 1 个量级, 这同模式计算的云滴谱拓宽度 F_c 的向上增大是一致的。雨滴浓度 ($D > 200$ 微米) 在云的上部 (1.7—1.4千米) 则向下明显增大, 在云的中部 (1.4—1.1千米) 浓度垂直变化较小, 而雨水量向下增多比较明显, 这同计算结果一致。

我们还模拟了嵌在高空不稳定区中的发生胞。根据实测资料, 它们突出于云层之上约 1 千米, 顶部温度约 -4°C 。胞中升速假定为从最大升速处向上逐渐减小到 0。计算结果得出, 冰晶核化率很低, 冰粒子的含量只有 0.01 克/千克, 粒子较大, 但浓度很低

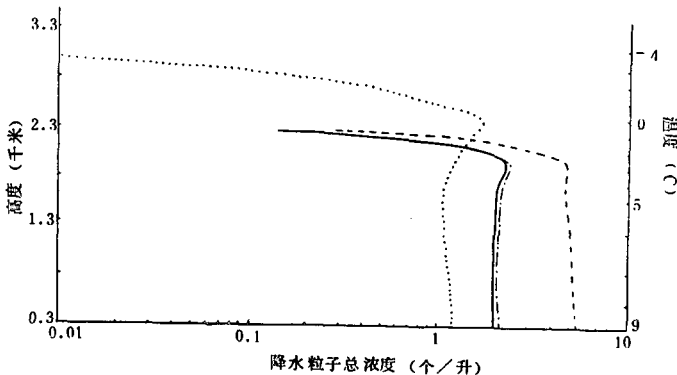


图 9 暖锋薄云中降水粒子总浓度垂直分布的演变
---180分钟, - · -360分钟, —480分钟, ·····有对流胞的平均分布

(<3 个/千克)(图9),对降水没有显著的作用。雨滴主要是在2.1—2.7千米层由云滴群通过云-雨自我转化产生的,浓度达到 $0.5-3 \times 10^3$ 个/千克,它们下落碰并云滴而长大。所以这些发生胞的确是降水粒子的源地,类似于播种层,云下部为供应层。计算的发生胞下降水强度成阵性,其平均垂直分布如图8所示。相对图像同没有发生胞的相似,但强度大得多,平均出云雨强为2毫米/小时左右,同实测比较接近。Hobbs观测到云顶有少数大的冰粒子下落,它们融化后可以成为雨滴降水元,但数量太少,似乎不足以解释主要的降水起源。从数值模拟和实测滴谱来看,云雨自我转化的暖雨过程是这类层状云降水的主要起源,从降水强度的垂直分布(见图8)可看出,降雨在云中下层的质量增长十分重要。

Hobbs等人观测了1975年1月13—14日位于美国西雅图以南的静止暖锋云系降水。我们也进行了模拟计算。云的上、下界,云内温度层结和气流垂直剖面均取实测值。

计算结果,两例的降水粒子含量的垂直分布均与实测相当一致。计算的降水粒子浓度的垂直分布与实测值差异较大。计算值垂直变化较小。在云上部同实测值较接近,但在云的下部则明显小于实测值。Hobbs指出,这可能是下部有某种冰晶繁生过程存在。在云的下部观测到结凇的冰粒,有些地方有过冷水,可能存在H-M繁生过程。模式结果也是如此,但计算的繁生率太小,很难达到实测的浓度。

观测发现云系上部有对流发生胞,胞内升速较大,下面有降水迹。我们用胞内升速观测值进行了模拟计算,结果核化率大大提高,计算的粒子浓度的垂直分布图像同均匀云层相近,但数值增大,介于均匀云层和胞区的浓度计算值之间。我们认为实测分布可能与对流胞内外的交换以及飞机在不同区域取样有关。计算的降水强度比无对流胞的均匀云层的明显增大。实测地面平均降水强度13日接近对流胞下云底降水强度计算值;14日实测值与均匀云层的计算值相近,有对流胞的计算值同当天雷达观测的发生胞下较强回波带(降水迹)一致。

五、结 语

1. 气旋云系的混合云中,实测的和计算的云水含量一般较小,冷层(≤ 0.2 克/米³)小于暖层(< 0.4 克/米³)。层状暖云的云水含量较大(达0.8克/米³)。

2. 实测和计算的冰粒子总浓度($N_i + N_s + N_g$)一般很大,为10个/升左右。它首先决定于核化率和下落。冰晶聚合过程能明显地限制冰晶的浓度。冰晶撞冻繁生过程(H-M过程)只在暖区雨带起显著作用。

3. 实测和计算的降水强度(降水含量)和降水粒子浓度的垂直分布表明,在层状混合云中经常出现“播种-供应”机制。“播种层”和“供应层”分界处的降水粒子浓度一般大于出云浓度的80%,而降水质量通量大约只占出云降水的20%。

4. 计算和实测表明,厚度为2千米的层状暖云可以产生显著的降水(0.4—0.8毫米/小时)。云滴群随气流上升,在云上部自我转化成雨滴。下落途中碰并云滴长大,浓度基本不变。这也可以算是暖雨的“播种-供应”机制。这同我们过去的模拟结果和中国的一些观测一致^{[5][6][7]}。进一步说明我们的暖雨(云雨自动转化)模式的适用性较广。

5. 实测和计算得出,云系上部发生胞的作用是显著的。在层状暖云中能导致雨强增大几倍。在层状冷云中它导致在同样温度下冰晶浓度增大几倍、使出云降水强度增大一倍。这充分说明模式中的冰晶核化方程考虑升速、过饱和度是必要的。

6. 计算降水粒子浓度是本模式的一个主要特点,本文计算结果表明,这是十分必要的:(1)能清楚地模拟“播种-供应”机制;

(2)能较好地模拟冰晶撞冻繁生过程及其对降水的作用;

(3)能较好地模拟降水胞的自然“播种”作用,有能力模拟人工播种的效果;

(4)能计算降水粒子的群体平均质量(Q_i/N_i),使微物理方程更为精确。

7. 我们模拟冰晶聚合成为雪团的过程时,所用冰晶碰并系数 E_{ii} 为Rogers(1974)实验值^[1],结果在温度较高处聚合太强,为此,本文中 E_{ii} 缩小成1/10,结果在温度较低处聚合率极低,与观测不符。所以,冰晶聚合过程的模拟有待在更多的实验和实测资料基础上加以改进。

8. 本模式在不改变任何微物理模式内部参数的条件下,模拟了六种不同的云体,结果还是比较好的。这说明模式具有较好的现实模拟能力。但是模式还有很多缺点,主要是没有考虑粒子的水平交换;没有计算动力场;没有区分冰晶形状;聚合过程等的表达式需要改进等等。模式还需对更多的实例进行模拟计算,并作更全面的检验。

参 考 文 献

- [1] 胡志晋、严采繁,层状云微物理过程的数值模拟(一)微物理模式,气象科学研究所院刊,1,37,1986.
- [2] P. V Hobbs, T. J. Matejka, P. H. Herzegh, J. D. Locatelli, R. A. Houze, Jr., The mesoscale and microscale structure and organization of Clouds and Precipitation in midlatitude Cyclones. I; a case study of a cold front, *J. A. S.*, 37, 568, 1980.
- [3] P. H. Herzegh, P. V. Hobbs, The mesoscale and microscale structure and Organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, II; warm-frontal clouds, *J. A. S.*, 37, 597, 1980.
- [4] A. Heymsfield, Precipitation development in stratiform ice clouds, a microphysical and dynamical study, *J. A. S.*, 34, 367, 1977.
- [5] 胡志晋、严采繁、王玉彬,层状暖云降雨及其催化的数值模拟,气象学报,41,79,1983.
- [6] 胡志晋、蔡利栋,积云暖雨过程和盐粉催化的数值模拟,大气科学,3,334,1979.
- [7] 胡志晋、何观芳,积雨云微物理过程的数值模拟(二)阵雨、冰雹、暴雨的个例研究,气象学报,待发表.
- [8] S. A. Rutledge, P. V. Hobbs, The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones VIII; a model for the "Seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands, *J. A. S.*, 40, 1185, 1983.

NUMERICAL SIMULATION OF MICROPHYSICAL PROCESSES OF STRATIFORM CLOUDS (II) — MICROPHYSICAL PROCESSES IN MIDDLE- LATITUDE CYCLONE CLOUD SYSTEMS

Hu Zhijin Yan Caifan

(Institute of Weather Modification, AMS)

Abstract

Our cloud model (paper I) was run to calculate the microphysical structures of clouds and precipitation associated with middle latitude cyclones, by using the observed temperature and updraft as input. The results agree with observations in many aspects. The "seeder-feeder" mechanism, seeding by generating cells and warm rain process in shallow stratiform clouds have been demonstrated. The two-parameter model and the equations of ice nucleation, cloud-rain autoconversion and ice multiplication seem to be reasonable, but the equation of ice aggregation is not good enough.

参 考 文 献*

- [1] 胡志晋、严采黛、王玉彬, 气象学报, 41, 1, 1983.
- [2] 胡志晋、秦瑜、王玉彬, 气象学报, 41, 2, 1983.
- [3] Бунюв М. В. Пирнач А. М., Изв. АН. СССР, Физика Атмосферы и Океана, 11, 5, 469, 1975.
- [4] Cotton W. B. Tripoli G. J., *J. Rech Atmos.*, 16, 4, 295, 1982.
- [5] Rutledge S. A., Hobbs P. V., *J. Atmos. Sci.*, 40, 1186, 1983.
- [6] Pruppacher H. R., Klett J. D., *Microphysics of Cloud and Precipitation*, D. Riedel Publ. Comp., 1978.
- [7] Srivastava R. C., *J. Atmos. Sci.*, 24, 36, 1967.
- [8] 梅森 B. J., 云物理学, 科学出版社, 1978.
- [9] 游来光等, 气象学报, 35, 423, 1965.
- [10] Srivastava R. C., *J. Atmos. Sci.*, 35, 108, 1978.
- [11] Fletcher N. H., *The Physics of Rain Clouds*, Cambridge Univ. Press, 1962.
- [12] 游来光、石安英, 气象学报, 34, 4, 548, 1964.
- [13] Mossop S. C., *Quart. J. Roy. Meteo. Soc.*, 102, 45, 1976.
- [14] Berry E. X. Proc. 1st Nat. Conf. on Weather Modif. A. M. S., Albany, New York, 1968.
- [15] 胡志晋, 气象学报, 37, 3, 72, 1979.
- [16] 胡志晋, 蔡利栋, 大气科学, 3, 4, 334, 1979.
- [17] Koehnig L. R., *Mon. Wae. Rev.*, 100, 417, 1972.
- [18] P. V. Hobbs et al., *J. Atmos. Sci.*, 37, 568, 1980.
- [19] P. H. Herzegh, P. V. Hobbs, *J. Atmos. Sci.*, 37, 597, 1980.

* 层状云微物理过程的数值模拟 (一) 的参考文献, 该文刊于本刊 Vol.1, No.1, P. 37, 1986.