

大气环流模式中非对流云的预报方法*

王必正

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球物理流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 通过对大气环流模式中非对流云预报方法的物理分析表明: 大气环流模式中非对流云的预报, 应包括非对流云的云水(冰)微物理过程参数化、大尺度动力过程和云量三个方面。从大尺度调整法、大尺度闭合法和统计方法三个方面, 讨论了已有的大气环流模式中非对流云的凝结(华)过程的参数化方案, 指出了存在的问题及改进方法。对于 Bergeron 过程, 指出了已有的线性化经验公式的不足, 强调了采用非线性参数化公式的重要性。本文指出了直接将中尺度模式搬到大尺度模式是不合适的, 有必要进一步研究, 同时指出将来的大气环流模式, 应考虑浅积云所产生的层积云, 还分析了已有的深积云对流所产生的高空卷云的参数化公式。并从 Lagrange 观点、动边界观点和统计观点, 提出了大气环流模式中的云量预报的一些方案, 并指出了已有方案的不足。

关键词 大气环流模式 非对流云 微物理过程 云量 参数化

1 引言

在大气环流模式中, 云是最难处理的, 也是目前最不确定的因素。一方面, 云生成过程释放的凝结潜热, 对大气的温度场和风场等产生影响; 另一方面, 云通过辐射过程改变对大气的非绝热加热。此外, 云的存在将直接影响到海洋表面的短波和长波辐射, 进而影响大洋表面的温度, 从而影响大洋环流。因此, 改进大气环流模式中的云的处理, 对于提高环流模式对大气环流和大洋环流的模拟能力, 是十分重要的。但是, 控制大气的流体力学方程组是一组非线性方程组, 如果再加上水汽相变和云的辐射这两个非线性过程, 问题将变得更加复杂。因此, 气象学家们进行了不懈的努力, 取得了一些进展, 但仍有许多根本性问题有待解决。

在大气环流模式的发展史上, 对于积云对流已有不少研究^[1~3] (应该指出, 著名气象学家郭晓岚在这方面作出了卓越贡献), 本文将不赘述。至于如何考虑非对流云, 早期是采用气候云方法, 后来采用诊断方法, 直到 1978 年, Sundqvist^[4]才提出对于大气环流模式而言, 有必要采用预报方法。当时他的主要思想是: 当层结是湿稳定而且大气饱和时, 水汽凝结后, 一部分转变成降水, 另一部分变成非对流云。而非对流云作为实体, 参与大气运动过程。为了考虑非对流云过程, Sundqvist 提出了一个本质上全新的观点, 即在大气环流模式中有必要引入一个新的预报变量: 云的比含水量。尽管他的观点比较简单, 但蕴含的思想却十分深刻。因为有了云的比含水量, 就可考虑大气动力场与云场的相互作用, 给出云的辐射性质, 这为大气环流模式中解决水汽相变和云的辐射

1997-10-21 收到, 1998-06-15 收到再改稿

* 国家攀登计划项目“气候动力学和气候预测理论研究”以及国家自然科学基金资助项目49805005共同资助

与大气环流和大洋环流的相互作用,提供了一种有力的框架。

本文首先对大气环流模式中非对流云的预报方法作物理分析,然后在第3节评述大气环流模式中非对流云微物理过程的参数化和积云对流所产生的非对流云参数化,在第4节提出云量预报的数学物理问题,并评述已有的云量预报方法。

2 非对流云预报方法的物理分析

为了探讨大气环流模式中对非对流云的预报问题,有必要首先从物理上来分析非对流云是如何形成的。从物理角度看,非对流云的形成,有以下两个基本的过程。一方面,与云的微物理过程有关,当大气中某处出现水汽饱和和大气层结是湿稳定时,将通过凝结、凝华和碰并等微物理过程形成非对流云的云滴和冰晶;另一方面,则是与大气大尺度动力过程有关,这些过程主要包括锋面、温带气旋、高空槽和赤道辐合带等,而且非对流云的生消过程,与这些大尺度动力过程在时空尺度上是相当的。此外,所形成的非对流云,在实际大气中将占据一定的空间范围,呈现众多的几何形状。总之,非对流云既与微物理过程有关,又与大尺度动力过程有关,此外,其自身作为几何实体而存在。

现在的问题是如何在大气环流模式中描写非对流云。在大气环流模式中,由于时间和空间一定是要离散的,因此,对小于分辨尺度的现象,如云的微物理过程,必须采用参数化的办法,即要用大气环流模式中大尺度的量来表示云的微物理过程。而对大于和等于分辨尺度的大尺度动力过程,如云的平流,应采用显式表示的方法,而且由于非对流云在水平范围呈现1000 km的量级,大气环流模式中应增加描写非对流云的预报方程。此外,由于实际非对流云的形状和范围是不同的,因此有必要确定它的范围,这就是云量问题。从上面的分析可知,大气环流模式中非对流云的预报方法,可归结为如下三个问题:

第一,用大气环流模式中可分辨的量来参数化非对流云的微物理过程。这方面的工作国外进行了不少研究也存在不少问题,将在第3节予以评述。

第二,用大尺度动力方法,研究非对流云的大尺度动力过程。国外迄今为止尚未进行系统的研究。作者已用动力学方法对其进行若干研究,另文发表。

第三,非对流云的云量问题。由于非对流云的形状和范围是不同的,一般采用诊断方法,也有一个预报方法,但由于问题的复杂性,至今进展不大,将在第4节予以评述。

3 在大气环流模式中非对流云微物理过程的参数化及讨论

关于大气环流模式中非对流云微物理过程的参数化,国外已有不少研究,下面将选择具有代表性的若干工作进行介绍和讨论。

目前国外的大气环流模式中,描写非对流云的预报变量有一个的^[4](即云水和云冰之和),两个的^[5](云水和云冰分别考虑)和四个的^[6](云水、雨水、云冰和雪分别考虑)。究竟用多少预报变量来表示大气环流模式中的非对流云为好,目前尚未定论。总的来说,预报变量少,处理起来简单一些,预报变量多,处理起来复杂一些。主要问题是由于非对流云各相态实测结果少,难以给出模拟结果是好是坏的准确评价。

目前国外大气环流模式中,对于微物理过程的考虑,有简单的也有复杂的^[4~6]。但

无论何种方案, 都必须预报出各相态的量。首先必须考虑水汽的凝结和凝华过程。然后, 将讨论 Bergeron 过程的参数化和其他的非对流云微物理过程参数化, 并附带讨论一下积云对流所致的非对流云参数化。

3.1 凝结和凝华过程的参数化

总的来说, 大气环流模式中非对流云的凝结和凝华过程参数化有三类方法, 它们分别是: 大尺度调整方法、大尺度闭合法和统计方法, 现分别讨论如下。

3.1.1 大尺度调整法

根据 Mason 的观点^[7], 云是由于潮湿空气的上升以及随后的绝热膨胀冷却形成的, 而膨胀则是大气压力随高度的增加不断降低的缘故。非对流云的形成, 是由于大气的大范围稳定上升过程导致大气饱和, 之后发生水汽相变而形成非对流云。形成非对流云的凝结(凝华)量用如下的大尺度调整法。如果大气中水汽是饱和的, 并且大气层结是湿稳定的, 设调整前水汽为 Q 和温度为 T , 调整后则为 Q_1 和 T_1 , 凝结(凝华)量为 C , 则

$$Q_1 = Q_s(T_1), \quad (1)$$

$$Q - Q_1 = C = c_p(T_1 - T)/L, \quad (2)$$

设过程变化时不计气压变化, 将(1)式用泰勒展开, 有

$$Q_1(T_1) = Q_s(T) + (T_1 - T)dQ_s/dT + \dots, \quad (3)$$

(3) 式中取前两项, 并综合(1)和(2)式, 有凝结量

$$C = [Q - Q_s(T)]/[1 + L/c_p(dQ_s/dT)]. \quad (4)$$

(4) 式经过适当修改, 被 Tiedtke^[8]和 Fowler 等^[6]所采用。

上面介绍的这种大尺度调整方法, 物理思想较为简单, 认为非对流云的形成过程, 水汽和云水(冰)的混合系统是绝热的, 它们之间的转变是绝热相变过程。这种方法较为简单, 适合于一个或多个云水预报变量, 是其突出的优点。但是, 该方法假设了非对流云的形成过程中, 体系是绝热的, 与实际过程不尽相符。此外, 非对流云的实际形成过程也不是瞬时完成的。

3.1.2 大尺度闭合法

这种方法最早是由 Sundqvist^[4]提出, 其主要物理思想在引言中已经给出。现在具体介绍如何求出凝结(凝华)量。

Sundqvist^[4,9]实际上假定非对流云的凝结加热场和云场是同一高度层, 因此有如下的关于温度 T 、水汽 q 和云水 m 的预报方程

$$\frac{dT}{dt} = A(T) + \frac{LC}{c_p}, \quad (5)$$

$$\frac{dq}{dt} = A(q) - C, \quad (6)$$

$$\frac{dm}{dt} = A(m) + C - (P - E_r), \quad (7)$$

式中 A 表示除相变之外的其他过程, C 表示非对流云的凝结减去蒸发, P 表示降水, E_r 表示降水蒸发。但是, 式(5)和(6)中 C 是未知的, 有待采用闭合法求出。根据

式 (5) 和 (6), 以及 Clausius-Clapeyron 方程, 得到 C 的表示式如下:

$$C = M - \left(\frac{Q_s U}{t} \right) / D, \quad (8)$$

式中 U/t 是未知的, M 是三项 (水汽可能辐合量、温度可能辐合量和绝热作用项) 之和。Sundqvist 利用了假设: ① M 的一部分用来保持非对流云的凝结; ② M 的另一部分用来增加无云区的大气湿度和新的非对流云的形成。就可以得到 U/t 的表达式, 具体不再详细讨论。

大尺度闭合法目前已经被许多著名的大气环流模式所采用, 如 Roeckner^[5]、Zhao^[10], 优点是考虑了非对流云形成的三个条件: 大尺度水汽辐合、温度平流作用和大尺度绝热作用。但是, 在求式 (8) 中的 U/t 时, 用了两个假定来闭合, 存在的主要困难是, M 中究竟有多少用来保持非对流云的凝结, 这是难以确定的。因为, 大尺度云水资料太少, 难以用动力的办法和统计的办法来验证, 这为在大气环流模式中具体实施带来不确定性。

3.1.3 统计方法

统计方法不具体计算大气环流模式中非对流云凝结 (凝华) 过程, 而是计算云水 (云冰) 量。该方法由 Smith^[11] 提出, 其物理思想是, 在由水汽和云水组成的混合系统, 如果没有降水发生, 则系统的质量是守恒的, 并且, 假设过程是可逆的, 则熵是守恒的。如果不考虑其他过程, 有水汽 Q_v 、云水 Q_w 和温度 T 的预报方程

$$\frac{dQ_v}{dt} = -C, \quad (9)$$

$$\frac{dQ_w}{dt} = C, \quad (10)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{LC}{c_p}. \quad (11)$$

从式 (9) 和 (10) 式可知

$$\frac{d(Q_v + Q_w)}{dt} = \frac{dQ_t}{dt} = 0. \quad (12)$$

(12) 式表明, 总水量 Q_t 是守恒的。从式 (10) 和 (11) 可知

$$\frac{d(T - LQ_w / c_p)}{dt} = \frac{dT_t}{dt} = 0, \quad (13)$$

(13) 式表明, 相当温度 T_t 是守恒的。通过变换

$$Q_t = Q_v + Q_w, \quad (14)$$

$$T_t = T - \frac{LQ_w}{c_p}, \quad (15)$$

得到了两个守恒量 Q_t 和 Q_w , 从而不必计算凝结量 C 。还有, 将预报方程 (12) 和 (13) 式用到大气环流模式时, 必须考虑次网格尺度的闭合问题, 也就是湍流的闭合问题, 在大气环流模式中, 一般采用 K 闭合和 1.5 阶闭合。

在 (14) 和 (15) 式中, Q_w 是未知的, Smith 采用了统计方法来求, 即假设云水

Q_w 是由两个量来决定, 它们是总水量 Q_t 和饱和比湿 $Q_s(T_i, p)$ 之差平均值的 Q_m 和脉动值 s , 即

$$Q_m = a[Q_t - Q_s(T_i, p)], \quad s = a(Q_t - bT_i). \quad (16)$$

(16) 式可以求出 s 的数学期望值是零, 方差是 D , 如果云水的概率分布是正态分布, 则分布函数可以唯一由 D 定出。一般分布函数用经验公式给出。如果分布函数 $g(s)$ 已知, 由云中液态水 Q_w 为

$$Q_w = \int_{-Q_m}^{\infty} (Q_m + s)g(s)ds. \quad (17)$$

应该指出, 计算 s 的方差 D 为

$$D = (a\overline{Q_t'^2} - 2b\overline{Q_t'T_i'} + b^2\overline{T_i'^2})/2, \quad (18)$$

式中二阶湍流项需要闭合。在大气环流模式中, 由于非对流云包含的空间尺度谱太宽, 采用传统的低阶闭合方法是不合理的, 而采用高阶闭合的方法则计算量又太大。为此, Smith 采用了经验公式

$$D = (1-r)aQ_s(T_i, p)/A, \quad (19)$$

(19) 式中 A 为经验常数, r 为大气的相对湿度。关于 s 的分布函数, Smith 采用了三角分布和矩形分布。

上文的分析表明: 统计方法的优点是不用直接计算凝结量 C , 并且采用了守恒型预报方程, 有利于平流的计算和湍流的闭合计算。但是, 需要给出一些经验公式, 对于大气环流模式的分辨尺度而言, 由于目前观测资料太少, 难以给出较好的经验公式。

3.2 Bergeron 过程的参数化

在三相共存时, 冰面上饱和水汽压总比同一温度下过冷水水面上饱和水汽压小。因此, 对于冰面饱和而对于平面水面不饱和, 故三相共存时, 水相迅速蒸发, 而冰晶迅速增大, 这就是 Bergeron 过程的物理依据。就非对流云而言, 非对流云过程所产生的降水, 往往跟冷云的冰晶与暖云的水滴在混合相云层相互作用, 冰晶迅速增大, 结果冰晶大到可以降落到地面从而形成降水(雪)。现在的问题是如何在大气环流模式中表示该过程的作用。

在大气环流模式中, 用一个云水量作用预报量, 尚无法考虑复杂的冰云与水云的相互作用, 根据 Sundqvist^[12], 在上一层下到下一层的降水中, 假设进入的冰晶到达三相层时, 因 Bergeron 过程, 降水迅速增大, 当温度在 $232\text{ K} < T < 273\text{ K}$ 时, 降水的增加由以下公式参数化表示:

$$f_B = f_{\text{mod}}(1 - f_{\text{ice}})(E_w - E_i). \quad (21)$$

(21) 式中 E_w 和 E_i 分别表示水面饱和水汽压和冰面饱和水汽压。应该指出, (21) 式给出的参数化, 尽管考虑到了云冰和云水的作用, 但对于云冰作用和云水作用分别是线性的。实际上从 House^[13]的实测资料发现, Bergeron 过程为非线性突变的, 因此, 作者^[14]提出了将 (21) 式修改成非线性增长, 目的在于增大 Bergeron 过程的非线性突变的效应。

在大气环流模式中, 如果采用两个和四个预变量, 可以考虑云水、云冰和水汽的

Bergeron 过程中云水向云冰的转换,已有的转换率由线性经验公式表示,对非线性突变尚未考虑。

在大气环流模式中, Bergeron 过程是重要的。目前的工作是以线性经验公式为主,有待进一步研究。

3.3 非对流云中其他各相态的微物理过程参数化

除了上文所述的两个过程,非对流云的微物理过程还包括云水的蒸发过程,云水向雨水的自动转换过程,云雨对云水的碰并过程,雨水蒸发成水汽过程,云冰的升华过程,云冰向雪的自动转换过程,雪对云冰的碰并过程,雪升华成水汽的过程,冻结与熔化过程等等。在大气环流模式中,如果采用四个非对流云预报变量,可以考虑这些过程。以前这些过程在中尺度模式中常被考虑,可参考文献[15]。1996 年, Fowler^[6]将上面介绍的复杂形式的非对流云参数化公式用到大气环流模式中。但要指出,这种复杂的参数化公式至少有如下三方面问题:

第一,由于详细考虑了云雨和雪过程,时间步长应为 $\Delta t=100\text{ s}$ 的量级。这是因为,如果雨滴末速为 5 m/s ,云厚 $1\,000\text{ m}$,则雨滴至少要 200 s 以下的时间步长才能描写。这对于长时间气候计算过程的具体实现是十分困难的。

第二,将中尺度模式直接用到大气环流模式中来,必须考虑云量问题。这是因为大气环流模式中,非对流云未必占满整个网格。因此用显式方案对于中尺度而言合适,未必可适用于大气环流模式。实际上, Fowler^[6]已将中尺度用的参数作修改。但是,真正的困难不在于参数修改,而是在于如何模拟云量,这对于辐射计算十分重要。

第三,大气环流模式中的动力过程与非对流云过程(相变、扩散、辐射)的计算应该协调。非对流云成云致雨是十分复杂的,但必须考虑到实际大气环流模式中各过程的协调。否则,时间步长过小,辐射计算如果也跟着减少,辐射计算是十分费时的,如果真的减少辐射计算时间,在大气环流模式中几乎不能实现。如果辐射计算的时间步长不跟着减少,云对辐射的作用在该框架下无法体现,因此,如何协调云与辐射的计算,有待进一步从数学和物理上做深入研究。

3.4 积云对流所产生的非对流云参数化

在大气环流模式的传统上,积云对流与非对流云是分开处理的。但是,80 年代以来,国际云试验发现^[17,18]积云对流所产生的层积云和卷云,是很重要的。近年来,在国外的大气环流模式中,积云对流所产生的卷云已被考虑,但浅积云对流所产生的层积云仍未考虑,下面予以逐一评述。

3.4.1 浅积云对流所产生的层积云

浅积云,如淡积云,一般发生在大气低层,这些云不能直接产生高空卷云,但产生层积云,主要出现在冷海水区上空,对 ENSO 有重要作用。目前,在大气环流模式中,这方面成功的工作尚未见到,有待研究。

3.4.2 深积云对流所产生的卷云

发展旺盛的深积云,包括浓积云和积雨云,云体本身可伸展到高空,其云体的顶部是冰晶,这部分云在高空风的作用下向下风方向平行演变成高空卷云;另外,由于积雨云内强烈的上升气流,将大量云水和云冰夹卷到高空,这些云水和云冰一部分蒸发,一部分就变成了高空卷云。由于在赤道太平洋及大西洋的暖海水区,有随季节移动的半永

久性的赤道辐合带, 这些地区下层大气的高温高湿导致的大气层结在垂直方向的不稳定, 产生了沿赤道辐合带的深厚积云。尽管积云单体本身的水平尺度约在水平方向 30 km 左右, 但沿赤道辐合带却是分布着无数的积云单体, 这些积云单体的共同作用, 为赤道地区大范围卷云的产生提供了保证。

现在的问题是如何参数化这些卷云, 使得大气环流模式在预报高空卷云方面, 能考虑到这些深积云所产生的高空卷云。

在 70 年代出现的 Kuo (郭晓岚)^[2]型积云参数化, 主要是为研究热带地区的气旋以及该区域的数值天气预报用的。Kuo 的方案物理意义明确, 数学处理简单, 迄今仍为不少数值天气预报模式所采用。其修改的方案, 如 Tiedtke^[16]的方案, 就仍为欧洲中心中期预报模式所采用。由于当时发展积云参数化时, 主要强调了积云所释放的凝结潜热对于热带天气系统的影响, 反映了当时的需要。1974 年出现的 Arakawa-Schubert^[3]积云参数化, 同样是主要强调了凝结潜热的作用。

到了 90 年代, 由于进行了多次国际云试验, Ramanathan^[17,18]等人从实测资料中证实了热带地区深积云对流所产生的高空卷云, 通过改变短波及长波辐射, 对大气环流及大洋环流的异常产生重要影响。这些进展, 加上其他人的工作, 都说明了深积云对流除了释放凝结潜热对大气环流产生作用外, 还有通过辐射作用对大气和海洋环流产生作用。对于深积云对流产生的辐射作用, 由于在 Kuo 型参数化和 A-S 型参数化, 均未直接考虑深积云对流产生的卷云, 从而也没有明确考虑这种作用。

Tiedtke^[8]第一次在数值预报模式中, 考虑了积云对流的夹卷作用及积云中的云水(冰), 并采用预报方程直接考虑了卷云的生成。而后, Roeckner^[5]、Fowler 等^[6]均出现了类似的工作。但由于资料不足, 在大气环流模式中如何模拟由深积云对流所产生的高空卷云, 还有待研究。

4 大气环流模式中非对流云云量的预报问题

在大气环流模式中, 云量主要用于辐射计算。本文首先讨论云量的数学物理问题, 然后讨论大气环流模式中云量的预报问题。

4.1 云量的数学物理提法

按照规定, 云量是云所占区域的体积, 预报云量, 必须先预报出云区所占的范围。下面基于用数学物理的角度, 从三个方面来研究这个问题。

第一, 拉格朗日角度。实际存在的非对流云, 有三维结构, 其外形随着非对流云的演变而变化。从拉格朗日角度来看, 非对流云的云量预报问题, 就是预报非对流云的形状随时间的变化。尽管从理论角度, 是可以跟踪非对流云的粒子, 因此, 就可以知道非对流云的形状, 但是, 在实际上是难以做到的, 因为非对流云的粒子数太多, 难以一一描写。

第二, 动边界角度。如果将非对流云作为一个整体, 则其形状问题, 就是边界的变化问题。从数学物理角度看, 这相当于动边界问题, 这是一个非常困难的数学物理的定解问题, 迄今为止, 还未在理论上研究过。

第三, 统计角度。假设非对流云的云量 A 由 n 个因子 x_1 、 x_2 、 $\dots$ 、 x_n 决定, 即

$$A = F(x_1, x_2, \dots, x_n), \quad (22)$$

则根据已有资料可以得到预报非对流云量的经验公式。这就是目前大气环流模式中常用的诊断方法。预报非对流云的云量变化, 相当于求

$$\frac{dA}{dt} = \frac{\partial F}{\partial x_1} \cdot \frac{dx_1}{dt} + \dots + \frac{\partial F}{\partial x_n} \cdot \frac{dx_n}{dt}, \quad (23)$$

上式可以用来预报。

4.2 大气环流模式中的云量预报问题

1993 年 Tiedtke^[3]提出了非对流云量的预报方法, 主要思想是认为非对流云的变化是由平流、湍流、微物理过程和积云对流所引起, 用经验方法闭合。这是目前唯一的大气环流模式中非对流云的预报方法。但是, 如果考虑到第 4.1 节的分析, 这种方法仍是较粗的, 有待进一步研究。

5 结语

首先, 从物理分析可知, 大气环流模式中非对流云的预报方法, 有以下三个问题:

① 用大气环流模式中可分辨的量来参数化非对流云的微物理过程, ② 用大尺度动力方法研究非对流云的大尺度动力过程, ③ 预报非对流云的形状和范围的云量问题。

其次, 对于非对流云的微物理过程进行了评述。对于非对流云的凝结和凝华过程, 国外已有的工作主要有大尺度调整法、大尺度闭合法和统计方法, 这些方法的优点是比较简单, 但由于实测资料的限制, 因此仍存在很大的不确定性, 有必要进一步研究。对于 Bergeron 过程, 已有的参数化方法主要是考虑了 Bergeron 过程的线性效应, 也有考虑非线性效应的, 这方面的研究是很重要的, 应该根据实测资料对其进行进一步研究。对于非对流云中其他各相态的微物理过程, 已有的工作是直接采用中尺度模式中的方法, 但是中尺度模式云时空分辨率远远小于大气环流模式的时空分辨率, 故这方面的工作, 应以观测资料为基础, 利用大尺度动力方法, 结合非对流云的特点, 提出有扎实数学物理基础的参数化方法。

第三, 指出将来的大气环流模式, 应该考虑浅积云所产生的层积云。同时指出, 已有的大气环流模式中, 初步考虑了深积云对流所产生的高空卷云, 但是尚须深入研究。

最后, 基于数学物理考虑, 指出了非对流云的云量预报问题, 可以从拉格朗日角度、动边界角度和统计角度云考虑。已有的云量预报方法仍是较粗糙的, 有待进一步研究。

致谢: 本文是在曾庆存院士指导下完成的, 谨表衷心感谢!

参 考 文 献

- 1 Manabe, S. et al., 1965, Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle, *mon. Wea. Rev.*, **93**, 769~798.
- 2 Kuo, H. L., 1974, Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection of large-scale

- flow, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232~1240.
- 3 Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974, The interactions of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674~701.
 - 4 Sundqvist, H., 1978, A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 677~690.
 - 5 Roeckner, E., 1995, Parameterization of cloud radiative properties in the ECHAM4 Model, Workshop on Microphysics Parameterizations in GCMs, WCRP-90, WMO / TD-No. 713, 105~116.
 - 6 Fowler, D. L. et al., 1996, Liquid and cloud microphysics in the CSU general model. Part I: model description and simulated microphysical processes, *J. Climate*, **9**, 489~529.
 - 7 Mason, B. J., 1971, *The Physics of Clouds*, Oxford University Press.
 - 8 Tiedtke, M., 1993, Representation of clouds in large-scale models, *Mon. Wea. Rev.*, **121**(11), 3040~3061.
 - 9 Sundqvist, H., et al., 1989, Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1614~1657.
 - 10 Zhao, Q., 1995, Prognostic clouds in NMC's global spectral model, Workshop on Microphysics Parameterizations in GCMs, WCRP-90, WMO / TD-No. 713, 87~104.
 - 11 Smith, R. N. B., 1990, A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435~460.
 - 12 Sundqvist, H., 1993, Inclusion of Ice Phase of hydrometeors in cloud parameterized microphysics, *Contributions to Atmospheric Physics*, **65**, 231~242.
 - 13 House, R. A., Jr. et al., 1976, Dynamics and cloud microphysics of the rainbands in an occluded frontal system, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1921~1936.
 - 14 王必正, 1997, GCM中非对流云的动力学及其计算问题, 中国科学院大气物理研究所博士论文.
 - 15 孔凡铀, 1991, 冰云云三维数值模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士论文.
 - 16 Tiedtke, M., 1989, A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3040~3061.
 - 17 Ramanathan, V. et al., 1991, Thermodynamical regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Nino, *Nature*, **351**, 27~32.
 - 18 Ramanathan, V. et al., 1995, Warm pool heat budget and shortwave cloud forcing: A missing physics, *Science*, **267**, 499~503.

Remarks about the Prognostic Schemes for Non-convective Clouds in General Circulation Model

Wang Bizheng

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract According to physical analysis, cloud microphysical parameterizations, large-scale dynamical process and cloud cover should be considered on the prognostic schemes for non-convective clouds in GCM. Then, it is reviewed and discussed that the condensation (deposition) process, including the large-scale adjustment's method, the large-scale closure's method and statistics' method, and some modifications should be considered. For the Bergeron process, the non-linear process should be considered. For the other cloud microphysical process, some new schemes should be adopted, instead of using the meso-scale cloud model directly. On the future model, Sc from Cu should be considered. For Ci from Cu, some modifications should be considered. At last, the new cloud cover prognostic methods in GCM are suggested from Lagrange view, free-boundary view and statistics view on the basis of mathematical-physics method.

Key words general circulation model non-convective clouds microphysical parameterization cloud cover