

云 和 辐 射

(II) 环流模式中的云和云辐射参数化

赵高祥 汪宏七

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

提 要

这一部分论述了在环流模式中应用的各种云参数化和云辐射参数化方案。云参数化分为云的诊断和预报两大类, 云辐射参数化则包括云光学性质的参数化和云整体辐射性质(反射率、透过率、吸收率和发射率)的参数化。

关键词: 云; 辐射; 参数化。

一、引 言

云是地球气候的主要调节者, 云的类型和分布的改变可直接影响到地气系统的能量平衡, 在决定长期的天气气候中起着重要作用, 同时, 还可因晴空和云区加热率的不同而影响到短期扰动的发展。在利用环流模式进行的数值天气预报和气候研究中, 要得出可靠的预报结果, 必须对云的作用有正确的考虑。这就首先要求有可靠的云参数化方案, 能给出云生成、维持和消散的合理描述。早期的环流模式中对云的处理十分粗略, 只对不同的季节和纬度给出固定的纬向平均云量分布^[1,2], 这对考虑在天气系统的发展中十分重要的时间和经度变化显然是不合适的, 但要在环流模式中正确预告云参数(如云量、云高、云厚、云滴谱分布、云中液态水(冰)含量等)是一个十分困难的问题, 由于云是湿对流湍流与大尺度环流、辐射和微物理过程复杂的相互作用的产物, 对云的形成和消散过程的了解本身还远远不够, 而要预报云的生消则自然是更为困难的问题; 其次, 大多数云在水平或垂直方向或两者同时都是次网格尺度的, 因此要用水平和垂直分辨率一般都较低的环流模式所能提供的变量来预报云参数还是一个没有得到很好解决的问题。

现在的云预报中, 一种是诊断方法, 它是由模式变量用经验方法来预告云量^[3-5], 诊断方法的基础是认为较小尺度的凝结是大尺度凝结机制的一部分, 从而可能用大尺度模式变量来对云量参数化, 这类大尺度变量主要有相对湿度、对流活动性、垂直速度和大气稳定度等。云诊断方法中还有一种是统计方法, 它把云作为与大尺度运动处于统计平衡的随机过程的产物^[9,10]。另一种是云的预报方法, 它把云水含量作为模式的预报变量^[11], 这

1993年5月25日收到, 11月23日收到修改稿。

* “气候动力学和气候预测理论的研究”项目和国家自然科学基金资助

种方法可以适当表示次网格尺度凝结的热力学影响,给出模式中辐射、动力学和水循环过程之间更直接的联系,合理地考虑云的反馈作用。

云对地球气候的影响主要是通过它的辐射作用来实现的,因此,在环流模式中考虑云形成的同时,还必须恰当给出云的辐射性质。云的辐射作用与云的形状、大小、高度和微物理性质密切相关,但由于云的复杂性,目前在环流模式中还不可能给出云的详细性质,这就促使人们用参数化方法,由环流模式中提供的有限的云参数,来尽可能精确地给出云的辐射性质。

环流模式中常通过给定云的光学性质(如光学厚度,单次散射反照率,不对称因子),或者给定云整体辐射性质(透射率,反射率,吸收率和发射率),把云的辐射性质作为常数处理^[12~15]。但在气候变化中,云的辐射性质是不大可能保持不变的;另一方面,实际云的辐射性质不仅与云的类型有关,即使同一类云,也因其粒子形状和谱分布、云滴成分、液态水(冰)含量和云的温度等的不同而不同。因此,预先给定云的辐射性质在很多应用中并不合适。

在云辐射参数化方面,已建立了各种复杂程度不等的方案,但这是一个复杂而艰巨的任务,它涉及到多种学科,不同空间和时间尺度的物理过程,需要利用多种观测手段,取得全球长期的、大量的多种观测资料,进行分析研究,还需理论与观测密切配合,才有可能对环流模式中云和云辐射参数化作出较好的改进^[16~19]。

二、环流模式(GCM)中云的参数化

1. 云的诊断方案

Smagorinsky 提出的用相对湿度诊断云量的方法^[9],由于它的简单性,在 GCM 中得到十分广泛的应用。在 ECMWF 业务模式中,就用相对湿度 RH 和临界相对湿度 RH_c 来表示每一个模式层中的云量^[20]:

$$C = \left(\max \left(0, \frac{RH - RH_c}{1 - RH_c} \right) \right)^2, \quad (1)$$

而云中的液态水混合比则被简单地假定为与饱和水汽混合比成正比。在改进的 ECMWF 云预报方案中^[21],对流云云量 C_c 的预报方程为

$$C_c = a + b \ln P,$$

a 和 b 为经验常数, P 为由 GCM 的对流参数化方案得出的时间平均降水率。

对高云量的预报分两种情况,与深对流顶气流流出有关的卷云量为

$$C_H = 2.0(C_c - 0.3),$$

对中纬度和锋面卷云,云量由相对湿度确定:

$$C_H = [\max(0, (RH - RH_c)/0.2)]^2.$$

中云的形成主要与热带扰动和中纬度锋面系统有关,云量 C_M 为

$$C_M = [\max(0, (RH_c - 0.8)/0.2)]^2,$$

$$RH_c = RH(1 - C_c).$$

由于低云与模式边界层的结构和它们与辐射场的相互作用有关,因而是最难预报的。

观测研究表明^[22], 这类云是由云顶夹卷、辐射冷却以及地面热量和水汽湍流通量密度之间的细致平衡决定的。低云主要可分为两大类: 一类与中纬度锋面和热带扰动有关, 由湿空气和大尺度上升形成; 另一类出现在比较平静的条件下, 直接与边界层有关。第一类低云量 C_L 的参数化除了相对湿度, 还考虑了垂直速度 $\omega(\text{Pa s}^{-1})$

$$C_L' = [\max(0, (RH_c - 0.8)/0.2)]^2, \\ \begin{cases} C_L = 0, [\omega \geq 0, \text{下沉}], \\ C_L = C_L'(-10.0\omega), [\omega \geq -0.1, \text{弱上升}], \\ C_L = C_L', \text{其它}, \end{cases}$$

第二类低云总是与低层逆温逆湿有关, 这类云在垂直方向上常是次网格尺度的, 因而不能用整模式层平均相对湿度来表示, 它的参数化用了位温直减率 $\Delta\theta/\Delta P(\text{K/hPa})$:

$$C_L' = -6.67\Delta\theta/\Delta P - 0.667, \\ \begin{cases} C_L = 0, RH_b < 0.6, \\ C_L = C_L'[1.0 - (0.8 - RH_b)/0.2], 0.6 \leq RH_b \leq 0.8, \\ C_L = C_L', \text{其它}, \end{cases}$$

RH_b 为逆转层底部的相对湿度。

这种云参数化表示的是云出现的概率而不是物理过程。在澳大利亚 BMRC 全球模式中的云参数化也是用相对湿度为主要参数确定云量, 但它包括了多层云和一些云光学性质的参数化^[23]。Liou 和 Zheng^[24] 在 GCM 中也是用(1)式来诊断云量, 但层中的临界相对湿度不是作为常数给定, 而是用下式计算:

$$RH_c(\sigma) = \sum_{n=0}^3 a_n \sigma^n + \Delta RH_c(\omega),$$

式中 $\sigma = P/P_s$, P 和 P_s 分别为大气层和地面气压, ΔRH_c 为与垂直速度 ω 有关的订正因子 (< 0.4), a_n 为经验常数 ($a_0 = 1, a_1 = -0.218, a_2 = -0.3196, a_3 = 3.464$)。云液态水含量则对各类云预先给定。

用相对湿度诊断层状云云量 C 的方案可一般地表示为^[25]:

$$C = \left(\frac{RH - RH_c}{RH_m - RH_c} \right)^p.$$

这里 p 为一个非线性指数, RH_c 和 RH_m 分别为低和高临界相对湿度, 在 $RH \leq RH_c$ 时, $C = 0$; 在 $RH \geq RH_m$ 时, $C = 1$, 在大多数方案中, 取 $RH_m = 1$, 在一般情况下, RH_c , RH_m 和 p 对不同模式层和不同的环流模式可取不同值。

环流模式网格尺度(水平分辨率)不同, 对同样大小的区域中云形成的诊断结果可以有很大的差别。由图 1 所示的 $100\text{km} \times 100\text{km}$ 的区域中, 阴影部分表示空气达到饱和, 其余部分的相对湿度小于 100%。考虑层状凝结, 并假定只有整个网格中相对湿度达到 100% 时才凝结生成云, 则在 $100\text{km} \times 100\text{km}$ 的区域中, 当网格距离 $\Delta s = 100\text{km}$ 时, 云量为 0%; 当 $\Delta s = 50\text{km}$ 时, 云量为 25%; 当 $\Delta s = 25\text{km}$ 时, 云量为 50%。这说明在同样的诊断方案下, 整个区域中得到的平均云量随网格尺度增加是减小的。因此, 在水平分辨率不同的环流模式中, 用于诊断云生成需要达到的相对湿度的临界值 RH_c 应取值不同, 且随着网格尺度减小, RH_c 值应系统增加。

在一些云诊断方案中,在考虑相对湿度的同时,有的还考虑了大气稳定度^[12],饱和湿空气的质量通量^[13]。Sellers^[14] 则利用层中水汽凝结量和可降水量以及地面相对湿度,用

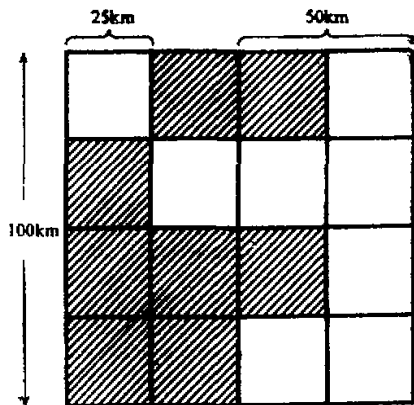


图 1 在 $100\text{km} \times 100\text{km}$ 区域中理想化的相对湿度分布(阴影部分的相对湿度为 100%,其余部分相对湿度小于 100%)

经验关系来确定层中云量。也有用大尺度过饱和诊断层状云的形成,用对流不稳定性 and 相对湿度来判断对流云的生成^[26]。

Krueger 和 Xu^[27] 利用数值云集合模式^[28],考察了云量与相对湿度,积云质量通量密度,大尺度质量通量密度和地面降水率这四种大尺度变量的关系。结果表明,在单参数云量参数化中,相对湿度对大尺度云量最合适,特别是层状云;对流量则用积云通量密度最好;大尺度质量通量密度对总云量、层状云量和积云量的诊断都不适用;地面降水率对任何类型的云量估计都不是很有用的。对云中液态水和冰含量,积云质量通量密度对高云中冰水含量是一个极好的指示参数,而相对湿度对云层中液态水含量有很好的指示,这两者

对低云层中液态水含量也都是相当好的指示参数。

与上述主要根据相对湿度来诊断云生成的各种方案不同,稳定大气中云量和云液态水含量还可根据 GCM 提供的变量用统计方法诊断^[9,10,29,30]。这种参数化方法的基本思想是:在某一层中的云是由随机垂直位移的气块集合形成的,大尺度云量和云液态水量可由对网格单元(单位水平和垂直网格尺度构成的体积)中所有气块集合平均的气块次网格尺度变量来计算。当每一气块中都有凝结时,云量诊断为 1。对 z 到 $z - \Delta z$ 之间的由气块集合组成的一个模式层,气块从 z_0 高度出发到达 z 的概率为 $P(z, z_0)dz_0$, 则所有出发点 $z_0 < z$ 的气块通过上升到达 z ; $z_0 > z$ 的气块则下沉到达 z 。那些抬升凝结高度 $z_i(z_0)$ 在 z 下面的气块在层中形成云,而 $z_i(z_0) > z$ 或 $z_0 > z$ 的干绝热下沉变暖的气块对层中的云都没有贡献。层中的云量 $\bar{C}$ 由 $z_i(z_0)$ 在 z 以下的气块集合平均来计算:

$$\bar{C} = \int_0^{\infty} P(z, z_0) \theta(z - z_i(z_0)) dz_0,$$

当 $z_i(z_0) < z$ 时, $\theta = 1$; 否则 $\theta = 0$ 。次网格尺度凝结出现的判据为 $RH = 100\%$ 。气块垂直位移的概率分布 P 可由正态分布近似,用这种方法,除了层中的平均云量 $\bar{C}$,还可以得到层中平均液态水混合比。

卷云的年平均在全球出现的频率达 34%^[31], 由于它对气候的重要作用,对卷云的观测和理论研究受到广泛重视^[17,32-40],但在 GCM 中至今还没有较为符合实际的方案来确定云中冰含量 (IWC) 及其辐射作用。Heymsfield^[34] 根据测量资料给出用垂直速度 $w(\text{cms}^{-1})$ 和温度 ($^{\circ}\text{C}$) 来近似计算冰云的 IWC (gm^{-3}) 的经验公式为

$$IWC = 0.072 W^{0.78} \exp[-0.01 W^{0.116} (-T)^{1.59 W^{-0.4}}].$$

对卷云的观测资料表明,云中冰晶大小和 IWC 随云温升高而增加^[35], IWC 与云温 $T(^{\circ}\text{C})$ 的关系可用经验公式近似为^[36]:

$$IWC = 0.0007 \exp[0.041(T + 60)],$$

或

$$IWC = \exp\{-7.6 + 4 \exp[-0.2443 \times 10^{-3}(-T - 20)^{2.455}]\}, T < -20^{\circ}\text{C}.$$

Heymsfield 和 Donner^[37] 提出了一个简单的卷云参数化模式, 根据 GCM 格点上的垂直速度和温度来诊断 IWC 的垂直分布。它考虑了在湿抬升层上水汽在冰粒上的凝华和冰粒通过降落排出层中。一个经历抬升冷却的层中总水质量为常数, 则有

$$q_{s,i}(1 + S_i) + q_i = q - F_s,$$

$q_{s,i}$ 为冰饱和和水汽混合比, q_i 为冰质量混合比, S_i 为冰过饱和度, q 为开始时总水质量混合比, F_s 为降落到该层的冰质量混合比, 它可由气块上升期间积分的冰质量通量密度的垂直辐散给出。用 W 表示层抬升速度, 取近似 $d/dt = W d/dz$, 则最终可得到 q_i 的 Lagrange 导数为

$$\begin{aligned} \frac{dq_i}{dt} = & - \left[(1 + S_i) W q_i \left(\frac{L_i}{R_w T^2} \frac{dT}{dz} + \frac{g}{R_d T} \right) + q_{s,i} \frac{dS_i}{dt} \right] \\ & - q_i \bar{V}_i \left[\frac{1}{\bar{V}_i} \frac{d\bar{V}_i}{dz} + \frac{1}{q_i} \frac{dq_i}{dz} - \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} - \frac{g}{R_d T} \right], \end{aligned} \quad (2)$$

式中右端第一部分为层中冰质量的增加, 第二部分为冰质量的减少, L_i 为凝华潜热, $\bar{V}_i$ 是冰晶质量加权终速度, g 为重力加速度, R_w 和 R_d 为水汽和干空气气体常数。求解 (2) 式需要确定 S_i , W , $\bar{V}_i$, 温度 T 和抬升层的过程温度直减率 dT/dz , dT/dz 可根据干绝热上升和水汽在冰晶上凝华的潜热释放来计算, T 和 W 由 GCM 给出, 在充分发展的卷云中可假定是冰饱和的, 则 S_i 近似为零, $\bar{V}_i$ 可根据冰质量降水率估计^[34]。冰云形成的判据为水汽密度大于或等于冰饱和度, 并限定云顶温度必须低于 -15°C 。

已经形成的冰晶在降落到冰不饱和层中时, 由于升华而减少。这一过程与相对湿度、温度、温度直减率、空气垂直速度、粒子谱分布、粒子终速度和冰含量都有关。蒸发的冰粒使空气变湿和不稳定, 并随时间降落到越来越低的层上^[38,39]。通过忽略时间变化和垂直运动, 对过程加以简化, 在蒸发环境中最大长度的冰能存在的距离 $Z_{\max}$ 可作为升华开始时的温度 T_0 , 冰含量 IWC_0 和相对湿度的函数计算出来^[37]。由代表不同温度和稳定度机制的粒子谱测量, 在厚度为 $Z_{\max}$ 的层中, IWC 随下降距离 z 增加而减少, 它可近似为

$$IWC(z) = IWC_0(1 - z/z_{\max})^2.$$

Heymsfield 和 Donner^[37] 的这一卷云参数化模式没有考虑液态水的存在, 实际云中冰水可同时存在, Matveev^[40] 根据观测资料得到, 在云温范围为 0°C 到 -45°C 时, 水和冰含量的比值 P_w 可近似为

$$P_w = 0.0059 + 0.9941 \exp[-0.003102(T(\text{K}) - 273.15)^2].$$

2. 云的预报方案

云的预报方案首先是由 Sundqvist^[11] 提出的, 在非对流性凝结过程中, 云的液态水

含量是作为模式预报量,凝结率作为相对湿度和水汽通量辐合的函数,降水率则假定为云液态水含量的函数,来对云和降水形成中的微物理过程参数化,并对雨滴降落时的蒸发也作了考虑。

在 GCM 给出的相对湿度达到 100% 前,凝结就可能发生,具有次网格尺度的特点,它可出现在网格区域中的部分地方。在单位网格面积中无云部分为 a ,则由蒸发和凝结造成这一单位面积中净加热率可表示为

$$Q = (1 - a)Q_c - a(E_c + E_r).$$

Q_c 是云区潜热释放率, E_c 和 E_r 分别为在晴空区发生的云滴和雨滴蒸发的冷却率, Q_c , E_c , E_r 都是次网格尺度量。

参数化模式的封闭方程组为

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} &= A(\theta) + \frac{\theta}{T} \frac{Q}{C_p}, \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= A(q) - \frac{Q}{L}, \\ Q &= \left(M - Lq_s \frac{\partial U}{\partial t} \right) / (1 + US_q), \\ U &= (1 - a)U_s + aU_0, \\ \frac{\partial U}{\partial t} &= \frac{U_s - U}{L[q_s(U_s - U_0) + m]} (M_0 + E_c + E_r), \\ \frac{\partial m}{\partial t} &= -\nabla \cdot (Vm) + (1 - a) \frac{Q_c}{L} - a \frac{E_c}{L} - P, \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

式中 θ 为位温, q 为比湿, m 为云液态水质量混合比, 相对湿度 $U = q/q_s$, U_s 为晴空部分相对湿度, q_s 和 U_s 为饱和比湿和饱和相对湿度, P 为降水率, L 为凝结潜热, V 为水平速度, M 为单位时间中可用于凝结增温的水汽量, 它在相对湿度 $U = U_0$ 时的值为 M_0 , 算子 A , 量 S_q 和 M 可表示为

$$\begin{aligned} A(\cdot) &= -\nabla[V(\cdot)] - \partial[\omega(\cdot)]/\partial p - \text{div}_v(\cdot), \\ S_q &= (\varepsilon L^2/R_s C_p)(q_s/T_s^2), \\ M &= LA(q) - US_q C_p (T/\theta) A(\theta), \end{aligned}$$

ω 为垂直速度, p 为压力, R_s 为干空气气体常数, $\varepsilon = 0.622$, C_p 定压比热, div_v 为涡旋通量散度。

U_0 为允许区域中开始凝结的相对湿度, 当 $U > U_0$ 时, 水汽辐合的一部分用来使湿度增加, 另一部分用于凝结, U 越大, 凝结部分也越大。在云液态水量的变化中, 没有考虑云滴谱分布, 凝结是云液态水基本的源, 汇则是降水和输送到晴空部分的云滴蒸发, 不考虑云滴和空气垂直运动, 只考虑云滴横向运动。云滴进入网格晴空区的机制可能是次网格尺度的涡旋扩散, 也可能来自邻近格点的大尺度平流, 由于它的作用在模式中还不能适当考虑, 故假定 $E_c = 0$ 。对雨滴则假定它在网格区域的某一层中形成后不在同一层中蒸发, 在晴空部分蒸发的雨滴只来自上层, 并假定蒸发率正比于不饱和度 $U_s - U_{0c}$ 。在中心压力为 p 的 Δp 层中, 蒸发造成的单位质量冷却率为

$$E_s(p) = \frac{g}{\Delta p} (U_s - U_0) L \bar{P} \left(p - \frac{1}{2} \Delta p \right).$$

这里 $\bar{P} \left(p - \frac{1}{2} \Delta p \right)$ 是考虑到在上面的一些层中的蒸发后, 在 $\left(p - \frac{1}{2} \Delta p \right)$ 处的积分降水率。降水与云中液态水量有关, 云越密, 降水越强, 其参数化关系为

$$P = C_0 m (1 - \exp[-m/m_r]) = C_m m,$$

C_0 和 C_m 具有时间倒数数量纲, C_m^{-1} 相应于典型的云滴转变成雨滴的时间, 参数 m_r 是具有代表性的云液态水量的值, 在 $m = m_r$ 时, 表示云达到充分发展的降水状态; 当 m/m_r 很小时, 转换时间 C_m^{-1} 就比较长, 以致云实际上是不降水的。

与诊断方案相比, 云预报方案更具物理基础, 在 GCM 中的应用也是更为合理。自 Sundqvist^[11] 之后, 很多人都致力于发展云的预报方法^[41-49], 但直到现在这还是一个没有很好解决的问题。

Sundqvist 等^[43] 在以云水含量作预报变量的中尺度环流模式的云参数化方案中, 考虑了水平方向次网格尺度过程的参数化, 但没有考虑垂直方向的次网格尺度凝结过程。在凝结方案中, 首先根据网格中是否处于条件不稳定来决定是对流凝结或层状凝结。对于对流凝结则采用修改的 Kuo 参数化方案^[50, 51], 云水含量则作为预报变量, 采用的预报方程组为

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= A_T + \xi(T_c - T) + \frac{L}{C_p} \xi H m, \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= \xi H(q_c - q) + \xi H m, \\ \frac{\partial m}{\partial t} &= A_m + \frac{C_p}{L} \xi(T_c - T) - \xi H m - P. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

A 表示除凝结外的其它过程, T 和 q 为环境温度和比湿, T_c 和 q_c 为最低模式层的空气湿绝热上升通过抬升凝结层时的相应量, m 为云水混合比, P 为降水率, $H = 1 - U$, U 仍为相对湿度, 量 $\xi = \xi_0 f(\sigma)$, ξ_0 是正比例因子, 它反映了对流的强度, σ 为垂直坐标, $f(\sigma)$ 是一个控制对流加热垂直分布的函数, 在 $T_c - T$ 达到极大值 $(T_c - T)_{\max}$ 的层以下的云中, 取 $f(\sigma) = 1$, 在这层上面取 $f(\sigma) = (T_c - T)/(T_c - T)_{\max}$ 。对卷出的云水蒸发由 $\xi H m$ 来参数化, 这是包括云水之后对 Kuo 方案的唯一修改。云量 C 的参数化

$$C = \xi \tau F_{cu},$$

τ 为对流特征时间尺度,

$$F_{cu} = \frac{1 + (\sigma_B - \sigma_T)/0.3}{1 + 2.5 \xi \tau} (1 + U),$$

σ_B , σ_T 分别为云底和云顶坐标, 在对流的顶层温度 $\leq -20^\circ\text{C}$ 时, 该层凝结按层状凝结处理。

在统计稳定的情况下, 考虑层状凝结, 凝结只发生在网格层中相对湿度超过某一临界值时。相对湿度 U 是有云部分相对湿度 $U_c \equiv 1$ 和无云部分相对湿度 U_0 的加权平均,

假定 U_0 与云量 C 的关系为

$$U_0 = U_{00} + C(U_i - U_{00}),$$

U_{00} 是与云量无关的临界相对湿度, 则云量的诊断关系为

$$C = 1 - \left(\frac{U_i - U}{U_i - U_{00}} \right)^{1/2}.$$

层状凝结时关于比湿 q 、云水混合比 m 的预报方程与方程组 (3) 中类似, 但代替位温 θ , 这里用了温度 T 的预报方程; 且相对湿度 U 的变化趋势为

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{2(1-C)(U_i - U_{00})[(1-C)M + E_0]}{2q_i(1-C)(U_i - U_{00}) + m/C},$$

这里的 M 为网格层中的可用潜热辐合 (量纲为 s^{-1}), 总的蒸发 $E_0 = E_r + E_c$, E_r 和 E_c 分别为降水和云水蒸发, 网格层中总的量 $M + E_0$ 的一部分 CM 用于已有云的部分中的凝结, 另一部分 $(1-C)M + E_0$ 用于增加无云区的相对湿度和云量。

Del Genio 和 Yao^[48] 在 GISS GCM 中的层状云参数化就是以 Sundqvist^[11,41] 的方案为基础的, 但在模拟云中一些重要的动力和微物理作用时, 有不少附加的特点。对云水到雨水的转换率的参数化也有所不同, 假定为

$$P = C_0 m \left\{ 1 - \exp \left[- \left(\frac{m}{C m_r} \right)^2 \right] \right\} + C_1 m \bar{P},$$

这里 C 仍为云量, 上式不仅考虑了在大的云水含量时的转换率 C_0 , 还考虑了在上面的层有降水时云滴并合增强有关的效率因子 C_1 , $\bar{P}$ 为从上面进入所考虑层的降水率。

Del Genio 和 Yao^[48] 还考虑了冰云的形成, 在云温高于 -4°C 时为水云, 低于 -40°C 为冰云, 在其间时, 层中形成冰的概率为

$$f_i = 1 - \exp[-((T + 4)/12)^2],$$

在 $T = -14^\circ\text{C}$ 时, 冰和水出现的概率相等, 这与大陆云的观测大致相符^[5], 对海洋云, f_i 可能更高些。当冰晶降落到有过冷水滴的层中时, f_i 值也可更高。参数化的冻结概率为

$$P_{fr} = 1 - \exp[-(M_i/M_l)^2],$$

M_i 和 M_l 分别为进入层中的冰晶质量和层中过冷水质量。在层中出现冻结时, 转换率 C_0 要考虑增加一个因子

$$C_{0fr} = 1 + 4 \exp[-((T + 15)/5)^2].$$

对次网格尺度动力过程, 如云顶夹卷不稳定性, 大尺度云水含量的影响, 穿透性对流对上层对流层云水含量的影响, 在方案中也作了考虑。

在一个 11 层 GCM 中的云参数化方案中^[49], Smith 把 T , q 和 m 的预报方程的一般形式表示为

$$\begin{aligned} dT/dt = & (\dot{T})_A + (\dot{T})_D + (\dot{T})_H + (\dot{T})_R + (\dot{T})_{TM} + (\dot{T})_S + (\dot{T})_E \\ & + (\dot{T})_{MF} + (\dot{T})_{CV}, \end{aligned}$$

$$dq/dt = (\dot{q})_A + (\dot{q})_D + (\dot{q})_{TM} + (\dot{q})_S + (\dot{q})_E + (\dot{q})_{CV},$$

$$dm/dt = (\dot{m})_A + (\dot{m})_D + (\dot{m})_{TM} + (\dot{m})_S + (\dot{m})_P + (\dot{m})_{CV}.$$

下角 A 表示平流, D 水平扩散, H 绝热加热, R 辐射加热, TM 垂直湍流混合, S 层状云的

形成或消散(即水汽凝结或云水蒸发), E 降水的蒸发或升华, MF 降水的溶化或冻结, CV 对流, P 大尺度降水。由于对具有强梯度的标量的数值处理十分困难, 云水平流项 $(\dot{m})_A$ 和水平扩散项 $(\dot{m})_D$ 在处理中都略去了; 对云区垂直湍流混合 (TM), 层状云的形成和消散 (S), 以及降水 (P, E, MF) 项都给出了各自的处理方法。云水含量和云量是在假定相变中保守的变量是以某种方式在它们的网格平均值周围分布的情况下, 用统计云模式^[53]计算出的。云水和其它量的湍流垂直输送是通过用云保守变量对模式的湍流混合参数化来处理, 与降水有关的云液态水汇的参数化与 Sundqvist^[41] 相同, 但冻结的水则假定为一旦形成就立即以一定的降落速度开始降水。

云的辐射性质取决于云水含量, 水的相, 粒子谱分布等, 大尺度环流模式不能给出这些量, 则云的辐射性质就须预先给定, 而固定的云光学性质可能使模式预测的温室气体变暖作用被过高地估计^[54], 这也使大部分云辐射反馈作用不能包括在内, 而云反馈作用的不确定, 已成为温室气体气候影响预测的严重限制。

要考虑相互作用的云辐射性质, 对云水含量作预报是必要的。在模式中引入可变云水含量的方式有二种, 一是用其它模式变量参数化^[20, 29], 二是把它作为预报变量。但在云的预报方案之间, 也还存在很大的不一致, 对它们的验证是一个十分困难的问题。气候模拟试验表明, 云参数化的不确定性可造成云有相反的反馈作用^[45, 56]。ISCCP, Nimbus-7, ERBE 等的新的云和云辐射资料, 有可能对最终确定云具有怎样的反馈作用, 并有助于云参数化方案的改进和验证。

目前大多数用于数值天气预报和气候模拟的 GCM 网格尺度比单个云体尺度要大, 与云有关的过程必须用模式变量来参数化。目前, 在不少情况下, 一些在水平尺度为数百公里时建立起来的云参数化方案被原封不动的用在水平分辨率更高的 GCM 中; 相反, 一些在较高水平分辨率下建立的云参数化方案又被原样用到较低水平分辨率的 GCM 中。在利用数值天气预报模式进行降水预报时发现, 降水是网格尺度的函数, 倾向于随水平分辨率提高而增强^[57-59], 但区域平均的云水含量并不随水平分辨率的改变而有明显的变化, 云量则随水平分辨率提高而系统减少^[59], Kiehl 和 Williamson^[60] 也得到类似结果。这与根据图 1 直观地以相对湿度为判据得到的云量随水平分辨率变化的趋势正好相反, 在确定层状云量时, 把相对湿度作为唯一判据并不完全合适, 云量还可能是垂直速度的增函数。这些都表明在应用云参数化方案到水平分辨率不同的 GCM 中时, 作适当修改是必要的。

3. 云层的重选

云量的大小对地气系统的辐射能收支有直接的影响。在环流模式中, 当有二个以上层中同时有云时, 一般采用的云重选处理方法有随机重选、极大重选、以及极小重选。云重选假定是否合适还与所考虑的空间尺度有关, 当空间尺度足够大, 在一个网格区域中可能包含一个以上的天气系统, 则极小重选假定可能更合适; 在不相邻的二个层中, 则认为云是彼此无关的随机重选假定可能更合适; 在相邻的二个层中的云则更可能是极大重选的。显然, 在不同重选假定下, 云总的辐射作用将是不同的。但在所有的情况下, 辐射的计算都是首先对相应的云重选假定下, 每种可能的云垂直分布计算辐射通量密度, 再根据

各种分布在天空中所占的分数进行线性组合。

在大气中有多层云时,在各种云重迭假定下,都可能有若干种不同的云重迭结构。以大气中有 c_1, c_2, c_3 三层云为例,则由云重迭可产生八种不同的云层分布,即晴空部分 c_{clr} , 三种只有一层云的部分 c_i^1 , 三种有二层云重迭部分 c_{ij}^2 , 以及一种三层云重迭部分 c^3 。

对随机重迭假定

$$\begin{aligned} c_{clr} &= \prod_{i=1}^3 (1 - c_i), \\ c_i^1 &= c_i \prod_{\substack{i=1,2 \\ i \neq j}}^3 (1 - c_i), \\ c_{ij}^2 &= (1 - c_k) c_i c_j, \\ c^3 &= \prod_{i=1}^3 c_i, \end{aligned}$$

这里 c_i, c_j, c_k 可以是 c_1, c_2, c_3 中任一个。

对极小重迭假定

$$\begin{aligned} c_{clr} &= 1 - \min(1, c_1 + c_2 + c_3), \\ c_i^1 &= \max(0, c_i - c_{ij}^2 - c_{ik}^2 - c^3), \\ c_{ij}^2 &= \max(0, c_i + c_j - 1), \\ c^3 &= \max(0, c_{ij}^2 + c_{ik}^2 + c_{ki}^2 - 1). \end{aligned}$$

对极大重迭假定

$$\begin{aligned} c_{clr} &= 1 - \max(c_1, c_2, c_3), \\ c_i^1 &= \max(0, c_i - \max(c_i, c_k)), \\ c_{ij}^2 &= \max(0, \min(c_i, c_j) - c^3), \\ c^3 &= \min(c_1, c_2, c_3). \end{aligned}$$

在极大重迭时, c_i^1 和 c_{ij}^2 实际上各只有一种情况下可不为零, 故这时云重迭分布只有四种。

随机云重迭假定在 GCM 中得到广泛应用^[61], Ramanathan 等^[12] 在 GCM 中则用了极大重迭, 而 Geleyn 和 Hollingsworth^[62] 对相邻云层用极大重迭处理, 在二层云间隔着无云层时用随机重迭。Morcrette 和 Fouquart^[63] 考察了 GCM 中, 在一些不同的太阳天顶角和地面反照率下, 用不同云重迭假定造成的太阳辐射通量密度, 行星反照率, 总的大气吸收和云所在层的加热率的差别。

三、环流模式中的云辐射参数化

云的消光系数 K_c , 单次散射反照率 ω_0 和不对称因子 g 是决定云辐射性质的最重要的光学参数; g 是由云粒子的散射相函数确定的, 在水云中, g 的变化远比 K_c 和 ω_0 要小, 以至不少情况下常被作为常数处理。云的这些光学参数决定了云的总体辐射性质, 不能正确给出它们, 就不可能得到正确的云辐射性质。云的光学参数与云微物理性质密切相关, 它们不仅与云粒子本身的形状、成分、数密度和谱分布有关, 还与云中水汽、水汽吸

收强度及气溶胶的存在有关。目前的环流模式所能提供的云参数一般只限于云量、云高、云厚、云的温度和液态水(冰)含量。因此, GCM 中的云辐射参数化只能利用这些参数, 而要在此基础上给出正确的云辐射性质显然是一个十分困难的任务。云辐射参数化基本上可分为二类, 一是对云光学性质参数化, 然后在 GCM 的辐射计算中应用这些光学性质; 另一类是对云总体辐射性质参数化。

1. 云短波辐射参数化

(1) 云光学性质的参数化

云的体积消光系数 K_c 可表示为

$$K_c = \int_0^{\infty} n(r)a(r)Q_r dr, \quad (5)$$

这里 $n(r)$ 是云粒子谱分布, r 是粒子的特征尺度, 在球形粒子时为半径, a 是粒子的截面, Q_r 为粒子的消光效率。在粒子比波长大得多时, $Q_r \approx 2$, 这时由(5)式可得到

$$K_c = 2A = \frac{3}{2} \frac{W}{r_e}, \quad (6)$$

式中 A 为谱分布 $n(r)$ 的云滴的截面, r_e 为云滴的有效半径, W 为云液态水含量。目前很多参数化方案是根据(6)式, 用云液态水含量 W 对云的消光系数参数化的。有效半径相当于谱分布 $n(r)$ 的云滴体积 V 与截面积 A 之比, 在多大程度上 K_c 可用 W 来参数化, 取决于 V 与 A 的相关程度, V 与 A 的相关性与 $n(r)$ 密切相关^[6], 在一般情况下, K_c 的确定, 除了 W 还需考虑 r_e 。

云的光学厚度是云体积消光系数与云几何厚度的乘积, Stephens^[6] 在(6)式的基础上, 对水云得到的太阳光谱区宽带光学厚度可表示为

(i) 对保守散射 ($\omega_0 = 1$), $0.3\mu\text{m} \leq \lambda \leq 0.75\mu\text{m}$,

$$\log \tau_1 = 0.2633 + 1.7095 \ln [\log (LWC)],$$

(ii) 对非保守散射 ($\omega_0 < 1$), $0.75\mu\text{m} \leq \lambda \leq 4.0\mu\text{m}$,

$$\log \tau_2 = 0.3492 + 1.6518 \ln [\log (LWC)].$$

τ_1 和 τ_2 为相应波段的光学厚度, $LWC(\text{gm}^{-2})$ 为路径上的云液态水量。

对辐射传输方程应用二流近似, 则云的反照率和透过率可用云的光学厚度, 单次散射反照率和后向散射参数来表示, 在下边界反照率为零时, 保守散射的云反照率 $R(\mu_0)$ 和透过率 $T(\mu_0)$ 分别为

$$R(\mu_0) = \frac{\beta_1(\mu_0)\tau_1/\mu_0}{1 + \beta_1(\mu_0)\tau_1/\mu_0},$$

$$T(\mu_0) = 1 - R(\mu_0).$$

对非保守散射

$$R(\mu_0) = (\mu^2 - 1)\exp(\tau_e)/B - \exp(-\tau_e),$$

$$T(\mu_0) = 4\mu/B,$$

$$A(\mu_0) = 1 - R(\mu_0) - T(\mu_0).$$

$A(\mu_0)$ 为云的吸收率

$$\begin{aligned}u^2 &= [1 - \omega_0 + 2\beta_1(\mu_0)\omega_0]/(1 - \omega_0), \\ \tau_e &= \{(1 - \omega_0)[1 - \omega_0 + 2\beta_2(\mu_0)\omega_0]\}^{1/2}\tau_2/\mu_0, \\ B &= (u + 1)^2 \exp(\tau_e) - (u - 1)^2 \exp(-\tau_e),\end{aligned}$$

Stephens^[66] 给出了不同光学厚度 τ 和不同太阳天顶角余弦 μ_0 时的宽带平均值 $(1 - \omega_0)$, β_1 和 β_2 。

光学厚度与云液态水量的关系还可由对云的观测资料的拟合得到, 如 Fairall^[67] 由对海洋层积云的观测资料得到 $\lambda < 0.7\mu\text{m}$ 的太阳光谱区,

$$\log \tau = -0.48 + 0.88 \log(LWC).$$

Fouquart 和 Bonnel^[68] 在考虑云对太阳辐射的吸收中, 把云的等效单次散射反照率 ω_e 与光学厚度 τ 用经验公式表示为

$$1 - \omega_e(\tau) = 1.1 \times 10^{-3} + 4 \times 10^{-3} \exp(-0.15\tau).$$

在 $0 \leq \tau \leq 20$ 时, 精度好于 5%。

云的有效半径 r_e 是由谱分布 $n(r)$ 决定的, Paltridge^[69] 把 r_e 近似用云液态水含量 W 来表示

$$r_e = 45W + 3,$$

则(6)式的消光系数 K_e , 从而光学厚度实际上就只与 W 有关。

Slingo 和 Schrecker^[70] 在考虑了 8 种不同谱分布的层状水云后, 得到短波宽带平均光学参数的同时用 LWC 和 r_e 的更一般的参数化关系:

$$\tau = LWC(a + b/r_e), \quad (7)$$

$$1 - \omega_0 = c + dr_e, \quad (8)$$

$$g = e + fr_e, \quad (9)$$

并给出了太阳光谱区 24 个窄波段和 4 个宽波段中相应的系数 a, b, c, d, e, f 的值^[71]。

Ackerman 和 Stephens^[72], Stephens 等^[73] 和 Flatau 等^[74] 在水云和冰云光学性质参数化中, 利用异常衍射理论研究了云粒子微物理对云光学性质的影响, 假定粒子具有修改的 Γ 分布:

$$n(r) = \frac{N_0}{\Gamma(j)r_m} (r/r_m)^{j-1} \exp(-r/r_m),$$

N_0 是单位体积中粒子总数, j 是一个通常为整数的常数, 它确定分布色散情况, 特征半径 r_m 与有效半径 r_e 的关系为 $r_e = (j + 2)r_m$ 。通过选择适当的参数, 修改的 Γ 分布与一些观测到的云滴谱分布相当一致^[75]。这时的截面积可表示为

$$A = \pi \int_0^\infty n(r)r^2 dr = \pi N_0 r_m^2 f(2) = \frac{4}{3} \frac{W f(2)}{\rho r_m f(3)},$$

$$f(l) = \Gamma(j + l)/\Gamma(j),$$

W 为冰或水含量, 体积消光系数则可表示为^[76]

$$K_e = 2A + \frac{4A}{f(2)} R_e \left[\frac{j}{u_m(u_m + 1)^{j+1}} + \frac{1}{u_m^2(u_m + 1)^j} - \frac{1}{u_m^2} \right], \quad (10)$$

R_e 表示取实部, $u_m = 2x_m(n - 1)$, $x_m = 2\pi r_m/\lambda$, n 为复折射指数, 由云粒子成分决定。在 $x_m \rightarrow \infty$ 时, $K_e \rightarrow 2A_0$ 。对体积吸收系数 K 和单次散射反照率 ω_0 , 则有

$$K = A + \frac{2A}{f(2)} \left[\frac{j}{v_m(v_m+1)^{j+1}} + \frac{1}{v_m^2(v_m+1)^j} - \frac{1}{v_m^2} \right], \quad (11)$$

$$\omega_0 = \frac{1}{2} - \frac{1}{j(j+1)} \left[\frac{j}{v_m(v_m+1)^{j+1}} + \frac{1}{v_m^2(v_m+1)^j} - \frac{1}{v_m^2} \right], \quad (12)$$

$v_m = 4x_m n'$, n' 是折射指数虚部。(10)–(12) 式给出了云光学参数与云粒子尺度和成分之间的参数化关系。

对水云, (12) 式可进一步近似为^[72]

$$1 - \omega_0 = cKr_c^P, \quad (13)$$

式中 c 为常数, $K = 4\pi n'/\lambda$ 为水的体积吸收系数。根据吸收强弱不同, 分为三类吸收状态:

- (a) 弱吸收, $K < 5\text{cm}^{-1}$, $P = 1$
- (b) 中等吸收, $5\text{cm}^{-1} < K < 100\text{cm}^{-1}$, $1 > P > 0.7$
- (c) 强吸收, $K > 100\text{cm}^{-1}$, $P < 0.7$.

一些实验和理论结果表明, 云光学厚度 τ 与压力厚度 ΔP_c 之间的比例系数与云层平均温度有关, 至少对温度 $T_c < 0^\circ\text{C}$ 的过饱和层状云是这样^[36, 32, 77]。因此也可不直接把 τ 作为 W 和 r_c 的函数而作为 T_c 和 ΔP_c 的函数来确定^[73]

$$\tau = \begin{cases} a(T_c - T_0)^2 \Delta P_c, & T_0 \leq T_c \leq -10^\circ\text{C} \\ b \Delta P_c, & T_c \geq 0^\circ\text{C}, \end{cases}$$

$T_0 = -82.5^\circ\text{C}$, 在 -10°C 和 0°C 之间的 τ 由内插得到, 在压力单位为 hPa 时, $a = 2.0 \times 10^{-6}$, $b = 0.08$, 对厚的对流性砧状云取 $b = 0.16$ 。

Fu 和 Liou^[79] 利用六方冰晶的单次散射性质, 建立了卷云光学性质的多项式参数化方案。飞机观测表明^[80], 直径为 D , 长度为 L 的六方冰晶的表现比 L/D 可与冰晶长度 L 联系起来, 这样, 冰晶谱分布可标记为 $n(L)$, 平均有效尺度为

$$D_e = \int D^2 L n(L) dL / \int D L n(L) dL,$$

对随机取向的六方冰晶, 卷云的吸收系数 K 和单次散射反照率 ω_0 可用冰水含量 IWC 和 D_e 表示:

$$K = IWC \sum_{n=0}^2 a_n / D_e^n, \quad \omega_0 = \sum_{n=0}^3 b_n D_e^n, \quad (14)$$

把散射相函数用 Legendre 多项式 P_l 展开,

$$P(\cos \theta) = \sum \beta_l P_l(\cos \theta),$$

θ 为散射角, β_l 为展开系数, $\beta_0 = 1$ 。对随机取向六方冰晶, 可得到

$$\beta_l = (1 - f_g) \beta_l^* + f_g (2l + 1),$$

在 δ 四流近似时, $l = 1, 2, 3, 4$, $\beta_l = 3g$, g 为不对称因子, β_l^* 和 f_g 可用 D_e 表示为

$$\beta_l^* = \sum_{n=0}^3 c_{n,l} D_e^n, \quad f_g = \sum_{n=1}^3 d_n D_e^n, \quad (15)$$

经验系数 a_n, b_n, c_n, d_n 由应用几何射线跟踪法^[81] 对太阳光谱区卷云单次散射性质的计算确定, 在计算中用了 11 种飞机观测的卷云冰晶谱分布。

上述各种云光学性质参数化中,较为简单的只考虑云水(冰)含量,更一般的还包括了与粒子谱分布有关的有效半径。但在 GCM 中,目前还不能给出云谱分布或 r_e , 因此,实际用这类参数化时,仍需预先假定云粒子有某种分布。

(2) 云整体辐射性质的参数化

云整体辐射性质可以在云的光学性质确定后得到,也可直接对云的反射、透射、吸收和发射性质参数化来得到。Liou 和 Wittman^[52] 在对各种不同厚度,不同液态水(冰)含量的 C_w, A_i, S_i 和 C_i 云进行辐射传输计算的基础上,在地面反照率为零的情况下,把整个太阳光谱区云辐射性质直接用云水(冰)含量 $W(100\text{gm}^{-2})$ 和太阳天顶角余弦的多项式来表示:

$$S(\mu_0, W) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 b_{ij} \mu_0^i W^j, \quad (16)$$

这里 S 可表示云的反射 R , 透射 T 或吸收 A_0 。在地面反照率 $\alpha_s \neq 0$ 时,云层的反射、透射和吸收可表示为

$$S^* = S + f(\mu_0) \bar{S}, \quad (17)$$

式中 $\bar{S}$ 为云层的平均反射、透射或吸收:

$$\bar{S} = 2 \int_0^1 S \mu_0 d\mu_0,$$

$f(\mu_0)$ 为地面反射造成的云底附加的向上辐射通量密度:

$$f(\mu_0) = T(\mu_0) \frac{(1-a)^2 \alpha_s}{1 - (1-a)^2 \alpha_s \bar{R}},$$

a 为云和地面之间的水汽吸收。

卷云对太阳辐射的吸收可对对流层上层的非绝热加热有重要贡献, Ramaswamy 和 Ramanathan^[53] 在假定粒子为球形散射体,并具有 Heymsfield^[54] 给出的谱分布的情况下,得到卷云短波吸收率的参数化公式

$$\begin{aligned} A(\mu_0, \tau) &= K_1 \tau^a, \quad \tau \leq 0.5, \\ A(\mu_0, \tau) &= 0.5(0.346 + 0.234F_1 - 0.076F_2 + 0.014F_3) \\ &\quad + K_2(0.267 + 0.048F_1 - 0.012F_2 - 0.006F_3) \\ &\quad + K_3[-0.006 - 0.005(F_1 - F_2 + F_3)], \quad \tau > 0.5, \end{aligned}$$

式中 τ 为卷云光学厚度, a 和 K 由 μ_0 确定, F 由 τ 确定^[53]。

由于 GCM 能提供的云参数的限止,云辐射参数化中不可避免地要作各种简化,不论是只用云液态水含量作参数,或同时还考虑到云滴有效半径,参数化所依据的往往是一些十分有限的云测量资料或在这类测量基础上建立的一些具有某种微物理性质的模式云,而决定云辐射性质的实际的云微物理是远为复杂多变的,而且至今仍未很好了解;同时,在参数化中云被简化为平面平行、均匀和水平无限,实际云则在水平和垂直方向都可能是不均匀的,且可能有各种不规则形状和大小,在云块之间还存在相互作用。任何参数化方案的适用性,最终须由实际测量来检验,但对云辐射性质及其微物理性质的精确测量本身就是极为困难的。

Hignett^[55] 对飞机测量的海洋层云的短波反照率与二种参数化模式^[55,70]的反照率进

行了比较,海洋层云较为接近平面平行云假定,就整个太阳波段,考虑到测量误差,测量反照率与二模式结果还是比较符合,但与 Liou 和 Wittman^[62] 的参数化反照率的差别则很大。在分别对可见和近红外反照率比较时,从近红外与可见反照率比值来看,参数化的值都高于测量结果,模式主要是高估近红外反照率,对可见反照率则估计偏低。在 Herman 和 Curry 对北极层云观测研究中^[66],也发现有这种情况。

2. 云长波辐射参数化

在 GCM 中常把中低云作为黑体,把卷云作为具有给定发射率的灰体^[14,87],但实际观测表明,云的发射率随云厚或云液态水(冰)含量的不同而变,且随波长不同可有显著差别^[65,88,89],还会因粒子谱分布不同而不同,在云长波辐射参数化中,最简单、最常用的是根据云液态水(冰)含量来确定云辐射性质,进一步的则还考虑了云粒子谱分布。

(1) 单参数近似

在红外区域任意波长上,在零级散射近似^[73,90,93]下,均匀云层的发射率可表示为

$$\varepsilon = 1 - \exp(-Kz), \quad (18)$$

z 是云层厚度, K 为体积吸收系数,

$$K = \pi \int r^2 Q_r n(r) dr,$$

Q_r 是半径为 r 的云滴的吸收效率,一般来说, K 不仅是波长的函数,还与谱分布 $n(r)$ 有关。在 Q_r 可近似为 r 的线性函数的情况下,吸收系数 K 与云水含量 W 成正比。这样, (18) 式可改为

$$\varepsilon = 1 - \exp(-K LWC), \quad (19)$$

这里 LWC 为云柱中液态水含量, K 为质量吸收系数。这就是常用的单参数发射率近似公式。

Platt^[92] 对层积云在 $10-12\mu\text{m}$ 的辐射测量及同时的云滴谱分布、温度和湿度测量得到 $n(r)$ 和 W 不同的云的 K 的变化范围在 0.070 和 $0.1038\text{g}^{-1}\text{m}^2$ 之间。Stephens^[65] 对不同模式水云的计算表明,水云的长波发射率基本上可用云液态水含量来确定,这与测量结果^[69,92-94]也是一致的。但由于云顶向下和云底向上辐射成分的差别及云的不均匀性,对向上和向下辐射的吸收系数 K 可以不同,对整个长波区域,它们分别为 0.130 和 $0.158\text{g}^{-1}\text{m}^2$; 在不同光谱区域, K 值也有很大差别。

Chylek 和 Ramaswamy^[95] 对水云在 $8-11.5\mu\text{m}$ 的强度和通量发射率近似中,也是用 LWC 来确定云的发射率。对不同谱分布的典型层云、高层云和积云,只根据液态水含量得到的通量发射率与考虑到三种云不同谱分布时得到的发射率十分接近,他们的近似公式

$$\varepsilon = 1 - 0.97 \exp(-0.119 LWC),$$

在 $2.5 \leq LWC \leq 100\text{g m}^{-2}$ 时,与 Stephens^[65] 的结果差别在 10% 之内。

在 GCM 卷云发射率计算中, Ramanathan 等^[12]用了

$$\varepsilon = (1 - \exp(-0.1 LWC)) / (1 - \exp(-2.5)), \quad LWC \leq 25\text{g m}^{-2},$$

分母为归一化因子,使 $LWC = 25\text{g m}^{-2}$ 时, $\varepsilon = 1$ 。

Rockel^[130] 在云发射率参数化中也用了(18)式,在云厚为 $z(\text{km})$ 时,吸收系数 K 与云水(冰)含量 $W(\text{gm}^{-1})$ 之间的关系为

$$K = aW^b,$$

a 和 b 为与波段有关常数,对水云和冰云取值也不同。

Liou 和 Wittman^[92], Liou 和 Ou^[96] 直接把宽带云整体辐射性质作为云水(冰)含量 $W(100\text{gm}^{-2})$ 的函数,用 5 阶多项式表示为

$$R(W) = \sum_{m=0}^5 c_m W^m,$$

式中 R 代表云的发射率、透过率或反射率, c_m 为预报系数。

对卷云的一些观测表明,卷云的质量吸收系数 $K(\text{g}^{-1}\text{m}^2)$ 并不是常数,它可以在相当大的范围内变化^[97-100]。根据对北极层云的飞机辐射测量资料得出的云发射率与云液态水含量 LWC 的关系表明,在 LWC 相同时,不同云的发射率可有很大变化^[101],这种变化在很大程度上是与云滴谱分布不同有关。由同时测量的云滴谱分布,用 Mie 理论计算也表明,不仅不同云的 K 值可有很大不同,同一块云在不同高度的 K 值也有相当大变化,只考虑云冰水含量的单参数近似并不总是合适的。

(2) 两参数和多参数近似

在对水云发射率的近似中,Chylek 和 Ramaswamy^[95] 指出,在波长大于 $11.5\mu\text{m}$ 时,发射率不只是由云液态水量决定,同时也是云滴谱分布的函数,因此,对整个 $8-14\mu\text{m}$ 窗区,把云的发射率近似为

$$\varepsilon = 1 - \alpha \exp(-\beta LWC),$$

对具有修改的 Γ 分布 $n(r) = Ar^B \exp(-cr)$ 的典型层云,高层云和积云,系数 α 和 β 分别为 $(0.92, 0.27)$, $(0.95, 0.20)$ 和 $(0.96, 0.16)$, 它们取值不同,是与这些云的滴谱分布 $n(r)$ 中参数 A , B 和 c 的不同有关。

Stephens 等^[73] 在卷云长波光学性质参数化中,除了冰含量外,还考虑了吸收系数随粒子谱分布的变化,在粒子有修改的 Γ 分布时,波长 $11\mu\text{m}$ 处的吸收系数与有效半径 r_e 的关系近似为

$$K = K(r_e = 16\mu\text{m})16/r_e,$$

这种近似比把 K 作为常数与飞机观测更一致。

对极地层云, Curry 和 Herman^[102] 把质量吸收系数也作为与 r_e 有关的量,由不同的粒子谱分布,得到波长 λ 的吸收系数 k_λ 与 r_e 的关系为

$$k_\lambda = \alpha_\lambda \exp(-r_\lambda r_e),$$

并给出了 20 个波长上的常数 α_λ 和 r_λ 的值。由各个波长上的吸收系数 k_λ , 可得到某一个波段上加权平均的吸收系数 k_i , 由极地层云测量结果表明,在同一块云中,不同高度处的 k_i 也可有 2—3 倍的变化;在不同云中,其变化可达 5 倍。与对所有的云都取相同的平均吸收系数相比,这种考虑云滴谱分布的参数化可使云辐射计算精度有很大提高。

Tsay 等^[102] 把短波云辐射参数化方案(7)–(9)式扩展到长波区域,在整个 $0.3-200\mu\text{m}$ 范围内应用。这种参数化对 ω_0 在整个波长范围内都好,具有很高的相关系数,这对云辐射参数化是十分重要的,因为云的吸收对余反照率 $(1 - \omega_0)$ 非常敏感;对不对称因

子 g 和光学厚度 τ 的拟合也相当好,只是在 $4.5\mu\text{m}$ 附近对 g 有较大误差,但这一区域涉及的辐射能很小,故不造成严重问题;对光学厚度则在 $8-12\mu\text{m}$ 区域的相关系数比较低,对长波辐射传输可产生较大影响。

在卷云红外辐射性质的参数化中, Fu 和 Liou^[9] 应用了与太阳光谱区相同形式的考虑粒子有效尺度 D_e 的多项式近似公式 (14)–(15), 在确定系数 a_n, b_n, c_n 和 d_n 时, 尺度参数大于 30 时用几何射线跟踪法计算冰晶光学性质, 尺度参数小于 30 时用球形粒子的 Mie 型解。

在水云红外发射率的参数化中,除了云液态水含量和云滴有效半径外, Chylek 等^[10] 还考虑了云滴谱分布的有效方差。在零级散射近似下,对小粒子,吸收效率 Q_a 和吸收系数 K 分别近似与粒子半径 r 和云水含量 W 成正比;对大粒子,由 Mie 理论,在极限情况下 $Q_a \rightarrow 1$ 。因此,对大粒子情况,假定 $Q_a = a_0$, 则吸收系数成为

$$K = \frac{3a_0}{4\rho r_c} W,$$

ρ 为水的密度, a_0 为接近 1 的常数。

在云滴半径小于 $100\mu\text{m}$ 时,用多项式近似

$$Q_a = \sum_{n=0}^N a_n r^n, \quad (20)$$

则相应的吸收系数成为

$$K = \pi \sum_{n=0}^N a_n m_{n+2},$$

展开系数 a_n 可通过对 Mie 计算的拟合,在任意需要的波长上确定,并列表备用。 m_n 为谱分布 $n(r)$ 的 n 次矩,定义为

$$m_n = \int r^n n(r) dr.$$

对任意次矩 m_n , 都可用 3 次矩 $m_3 = 3W/4\pi\rho$ 表示为

$$m_n = C_n m_3 = D_n m_3 r_c^{n-3}.$$

对给定的 n 和 $n(r)$, C_n 为常数,则吸收系数可改写成

$$K = \frac{3W}{4\rho} \sum_{n=0}^N a_n C_{n+2} \text{ 或 } K = \frac{3W}{4\rho} \sum_{n=0}^N a_n D_{n+2} r_c^{n-1}. \quad (21)$$

定义有效方差 v_e 为

$$v_e = \int (r - r_c)^2 r^2 n(r) dr / r_c^2 \int r^2 n(r) dr = \frac{m_4 m_2}{m_3^2} - 1,$$

则(21)式中的最初 3 个系数 C_K 和 D_K 分别为

$$C_2 = 1/r_c, \quad C_3 = 1, \quad C_4 = r_c(1 + v_e);$$

$$D_2 = D_3 = 1, \quad D_4 = 1 + v_e.$$

Chylek 等^[10] 给出了不同谱分布 $n(r)$ 时的 m_k, r_c, v_e, C_k 和 D_k 的表式, 以及云滴半径 $r \leq 100\mu\text{m}$ 时, 在波长范围 $3-25\mu\text{m}$ 的 10 次多项式展开系数 $a_0 - a_{10}$, 以及在小云滴时 ($r \leq 20\mu\text{m}$), 对(20)式用三项近似时的系数 $a_0 - a_2$ 的表。

上述关于水云红外发射率参数化的多项式近似也可推广到冰云,只要冰晶是球形或可作为等效球形粒子。Chylek 等^[103]也给出了在冰粒半径 $r \leq 100\mu\text{m}$ 时, $3-25\mu\text{m}$ 波长范围内的十次多项式展开系数 $a_0 - a_{10}$, 以及冰粒半径为 $15 \leq r \leq 200\mu\text{m}$ 时, 相同波长范围内 45 个波长上的三项展开系数 $a_0 - a_{20}$ 。

对一些模式水云, 用 10 次多项式展开系数计算的吸收效率 Q_a 与 Mie 计算结果的差别在大多数波长上都小于 1.1%, 但计算吸收系数 K 所需的时间则减少 10^4 到 10^5 倍。

展开系数 a_n 在 $8-12\mu\text{m}$ 范围内随波长变化缓慢, 因此, 在 $8-12\mu\text{m}$ 之间, 还可以把 Q_a 近似为 λ 和 r 的连续函数^[104], 即

$$Q_a(r, \lambda) = \sum_{n=0}^N \sum_{j=0}^J a_{nj} r^n \lambda^j,$$

对单个粒子的消光效率 Q_e 和不对称因子 g_r 也可用类似的近似, 则

$$Q_e(r, \lambda) = \sum_{n=0}^N \sum_{j=0}^J b_{nj} r^n \lambda^j,$$

$$(Q_e - Q_a)g_r(r, \lambda) = \sum_{n=0}^N \sum_{j=0}^J c_{nj} r^n \lambda^j,$$

展开系数 a_{nj}, b_{nj}, c_{nj} 由对 $Q_a, Q_e, (Q_e - Q_a)g_r$ 的 Mie 计算结果的最小二乘法拟合确定。云的消光系数 K_e , 吸收系数 K , 不对称因子 g 则可用下面的式子计算:

$$K_e = \pi \int r^2 Q_e n(r) dr,$$

$$K = \pi \int r^2 Q_a n(r) dr,$$

$$gK_g = \pi \int r^2 g_r Q_e n(r) dr,$$

$K_g = K_e - K$, $Q_g = Q_e - Q_a$ 。当取 $N = J = 4$ 时, K_e, K, g 都只是 λ, r_e 和 v_e 的函数, 用计算出的系数 a_{nj}, b_{nj}, c_{nj} ^[104], 在粒子半径 $r < 30\mu\text{m}$ 时, 它们的误差小于 6%。

当取 $N = J = 2$ 时, 吸收系数的表式简化为

$$K(\lambda, r_e, v_e) = \frac{3W}{4\rho} \left[\frac{1}{r_e} \sum_{j=0}^2 a_{0j} \lambda^j + \sum_{j=0}^2 a_{1j} \lambda^j + r_e (1 + v_e) \sum_{j=0}^2 a_{2j} \lambda^j \right],$$

对 K_e 和 $g(K_e - K)$ 有类似的表式, 只是系数 a_{nj} 用 b_{nj} 和 c_{nj} 代替。由预先算出的系数 a_{nj}, b_{nj}, c_{nj} ^[104], 在 $r < 20\mu\text{m}$ 时, K 的误差在 $8-12\mu\text{m}$ 时都小于 4%, 对云的红外发射率 ϵ , 其误差与之相当或更小; K_e 和 g 的误差则较大。

Shettle 等^[105]把水云红外发射率近似中对吸收的多项式近似^[103]推广到水云的消光、散射和不对称因子的计算。类似(20)和(21)式, 有

$$Q_e = \sum_{n=0}^N b_n r^n, \quad g_r Q_e = \sum_{n=0}^N d_n r^n,$$

$$K_e = \frac{3W}{4\rho} \sum_{n=0}^N b_n C_{n-2}, \quad gK_g = \frac{3W}{4\rho} \sum_{n=0}^N d_n C_{n+2},$$

$$K_g = \frac{3W}{4\rho} \sum_{n=0}^N c_n C_{n+2}.$$

与系数 a_n 一样, 系数 b_n, c_n, d_n 也可预先计算出来。但由于 Q_s 和 Q_c 在云滴吸收弱的波长上可出现较大振荡, 因此, 在 10 次多项式近似中, 要在 $3-25\mu\text{m}$ 中所有的波长上都保持百分之几的精度, 必须限制粒子半径 $r < 65\mu\text{m}$ 。但在 $r < 20\mu\text{m}$ 时, 取 $N = 2$ 就能达到可以接受的精度。

3. 有限云和碎云对辐射的影响

在云辐射参数化中, 通常采用平面平行云的假定, 这可使问题的处理大为简化, 但同时也使得云的辐射作用可与实际的有限云和碎云有相当大的差别, 这是由于忽略了云边影响和云块之间的相互作用^[106-110]。当区域中的实际云量为 A_c , 用 A_e 表示产生与有限云场相同的辐射作用的等效平面平行云云量, 则对长波辐射, 由于云侧面与辐射场的相互作用, 除了垂直方向, 在其它任何方向上总是 $A_e > A_c$ 。因此, 在云量相同时, 有限云造成到达地面的向下长波辐照比平面平行云更大, 而从大气顶出射的长波辐射则一般是减少的。这种影响可能导致对流层的长波辐射冷却率有 10%—20% 的误差。在有限云对长波辐射的影响中, 最重要的因素是云的表现比, 即云的厚度与水平尺度之比, 云的形状和分布型式的影响则相对要小些^[113,114]。

Welch 和 Wielicki^[116] 在研究有限云场对反射太阳辐射影响时, 把层积云场看作是由完全相同的立方体云块构成, 在地面反照率假定为零的情况下, 用 Monte-Carlo 法计算得到, 云量为 N 的反射辐射通量密度 $F_{cl}(N)$ 与相同云量的平面平行云的反射辐射通量密度 $F_{pp}(N)$ 可以有很大差别, 差别的大小还与云量, 太阳天顶角 θ_0 和云的光学厚度有关。比值 F_{cl}/F_{pp} 近似为

$$\frac{F_{cl}(N)}{F_{pp}(N)} = \begin{cases} 1 + f \frac{H}{D} \tan \theta_0 - C \mu_0 (1 - N^2), & N \leq N_t \\ (1 - f) + f N^{-1/2} - C \mu_0 (1 - N^2), & N \geq N_t \end{cases}$$

式中 C 是太阳天顶角 θ_0 时的订正因子, $\mu_0 = \cos \theta_0$, f 是云侧向上辐射与其总出射辐射通量密度之比, C 和 f 随云的光学厚度都可有显著变化, f 还与 μ_0 有关, H 和 D 分别为立方体云的厚度和直径,

$$N_t = \left(1 + \frac{H}{D} \tan \theta_0 \right)^{-2}.$$

Kobayashi^[121] 还考察了云块不同的几何形状, 不同的分布型式对碎云场反射辐射的影响。这些理想情况下的研究表明, 在很多情况下, 用平面平行云假定可带来很大的误差。

有限云和碎云对短波辐射的影响主要表现在: (a) 由于光子从云侧逸出, 不论太阳天顶角如何, 孤立的有限云的反照率 α_c 总是比具有同样光学厚度的平面平行云的反照率 α_p 低; (b) 由于光子从云侧进入云中, 云量相同的碎云场比平面平行云拦截到更多的太阳辐射能, 只要云块之间不相互遮挡, 太阳高度越低, 这种影响也越大, 总的云区的反照率在平面平行云时可表示为 $\alpha_{pf} = A_c \alpha_p$, 而在碎云场时则为 $\alpha_{bf} = A_c \alpha_c / \mu_{00}$ 。云侧捕获光子的增加补偿了光子从云侧的逸出; (c) 在有限云场云块对人射太阳辐射相互有遮挡时, 则使云侧捕获的光子减少。

在实际云量相等的情况下, 碎云场和平面平行云的反射太阳辐射通量密度的差别可

能达到 $40-60\text{Wm}^{-2}$, 这与 ERBE 要求的 $\sim 10\text{Wm}^{-2}$ 的精度要大得多^[115,122]。而且, 有限云和碎云的长波和短波辐射影响并不能相互补偿^[123]。因此, 在研究云辐射作用时, 考虑到实际云是非平面平行的影响显然是十分必要的。但由于碎云场辐射计算的复杂性, 在环流模式中考虑云的辐射作用时, 在很长的时间内仍不得不借助于平面平行云的假定。

四、结 语

云—辐射过程在很多不同尺度的大气运动中起着重要作用, 对全球气候而言, 云是决定地气系统辐射收支, 从而影响到地球气候的一个关键因素。因此, 在利用环流模式进行的天气气候的研究中, 正确处理云是需要解决的关键问题之一。在早期的 GCM 中, 在考虑云的辐射作用时, 纬向平均的云量分布和云的辐射性质是作为预先给定的模式输入量。到 60 年代中期以后, 在 GCM 中开始应用经验方法, 用相对湿度、温度、对流活动性、大尺度垂直运动和大气稳定度等大尺度模式变量来诊断云量, 由于它的简单性, 这种云诊断方法得到了广泛应用。但用诊断方法得出的云, 在很大程度上与模式的其余部分是分离的, 只是通过辐射引起的温度场变化才能与其它过程相互作用, 而且, 云的辐射性质也常预先给定, 不可能对云的反馈作用进行合理的考虑。到 80 年代末, 云反馈作用的不确定已成为用气候模式对温室气体增加等因素引起的气候变化进行可靠的预测的严重障碍^[124], 即使是云量预报, 现有的云参数化方案产生的云量与实际的云量往往有相当大的不一致, 如很多 GCM 模拟的热带云量显著不足就是与积云活动有关的积云和卷云参数化不恰当有关。

把云量、云冰水含量和降水作为预报变量的云参数化方法首先是由 Sundqvist^[14] 提出的。虽然在云尺度的模拟中, 云水含量很长时期以来已是作为预报量, 但在大尺度环流模式中采用则还只是最近才开始。这是由于计算技术的发展使这种方法的应用有了现实的可能; 另一方面, 从物理上来说, 某一时刻的云水含量的分布可能是与它过去的历史有关, 在这种情况下, 要得到精确的云水含量必须用预报方程才有可能。因此, 人们正在努力建立的新的云参数化方案正是这种更具物理基础的云预报方案。由于云的生消常是次网格尺度过程, 而云的预报方案所能利用的只是 GCM 能提供的大尺度变量, 处理起伏的非负的标量(如云水含量)的平流是一个困难的问题, 源和汇项以及与云有关的小尺度对流都必须参数化^[9,11,12], 在复杂程度上, 云的预报方案要远远超过云的诊断方案。

一些环流模式中, 在考虑云的辐射作用时, 预先给定了云的光学性质或整体辐射性质。但实际的云是复杂多变的, 云的辐射性质不仅因云的类型不同而不同, 就是同一类云的辐射性质也可有很大的差异。因此, 预先给定云的辐射性质在很多应用中是不合适的。在 GCM 云辐射参数化中, 目前得到广泛应用的是根据云的液态水(冰)含量来对云的光学性质或整体辐射性质参数化。但任何参数化方案的正确与否最终应由实际观测来检验。由一些有限的同时进行的云辐射和微物理观测^[65,66]表明, 这种利用云液态水含量的简单参数化方法并不总是合适的, 这也是很自然的, 不同大小的云粒子的光学性质是不同的, 因此, 具有相同云液态水含量, 但有不同粒子谱分布的云的辐射性质是可以有明显差别的, 而粒子成分不同, 云中液态水的分布不均匀, 也都可以影响到云的辐射性质。

有的云辐射参数化方案除了用云液态水(冰)含量,同时还考虑用由云粒子谱分布决定的粒子有效半径,这有可能给出更好的精度。但这种方法的主要问题是目前的 GCM 中的云参数化还不能给出云粒子谱分布,因此,它的应用需预先假定云具有某种粒子谱分布,而这种假定本身就可能带有很大不确定性。

即使是用把云水含量作为预报变量的云参数化预报方法,云中液态水(冰)分布的不均匀性和云粒子谱分布对云辐射性质的影响仍然是难以解决的。这是因为预报的云水含量只是 GCM 的每个网格盒中的大尺度平均量,目前还没有一个可靠的具有物理基础的方法可预报 GCM 网格盒中云水含量的次网格尺度分布和云中粒子的谱分布。

在云辐射参数化中的另一个问题是采用的平面平行云假定。实际云的水平和垂直不均匀性,水平有限云和碎云场分布和形状的复杂性,使实际情况下云辐射作用的处理本身就十分困难;而另一方面,在 GCM 中的云参数化还不可能对网格中云的不均匀性和碎云场作出预报,因此,在平面平行云假定下的云辐射参数化就可能包含着相当大的不确定性。

对云辐射性质的参数化来说,除了要了解云的宏微物理性质与云的辐射性质之间的关系,在 GCM 中的云参数化是关键的问题,要改进 GCM 中的云和云辐射参数化,需要从理论和实际观测二方面努力。为了增进对云宏微物理、云的辐射性质及云在各种尺度的大气运动和全球气候中作用的认识,加深对各种空间和时间尺度上,云的辐射和它们的微物理、热力学和动力学环境之间复杂的相互作用的了解,国际上进行了很多云—辐射实验^[16-18],这对改进 GCM 中云和云辐射的参数化,正确描述在 GCM 中云的形成和云的辐射作用有着重要的意义,对检验云和云辐射参数化方案来说也是必不可少的。

致谢: 本项工作是在曾庆存教授建议下完成的,在此深表谢意。

参 考 文 献

- [1] Manabe, S., Hahn, D.G. and Holloway, J.L., 1979, Climate simulations with GFDL spectral models of the atmosphere, Effect of spectral truncation, 'Report of the JOC Study Conference on Climate Models, Performance, Intercomparison and Sensitivity Studies'. Vol. 1 GARP-Publication series No. 22.
- [2] Mitchell, J.F., 1983, The seasonal response of a general circulation model to changes in CO₂ and sea temperature. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 113—152.
- [3] Smagorinsky, J., 1960, On the numerical prediction of large scale condensation by numerical models, *Geophys. Monogr.* No. 5, Amer. Geophys. Union, Washington, DC., 71—78.
- [4] Kasahara, A. and Washington, W.M., 1971, General circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudiness and surface temperature calculation, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 657—701.
- [5] Hunt, G.E., 1976, A January climatology, zonal heat balance and cloudiness simulation model, Met. O.20 Tech. Note 11/63, Meteorological office, Bracknell, England.
- [6] Schneider, S.H., Washington, W.M. and Chervin, R.M., 1978, Cloudiness as a climatic feedback mechanism, effects on cloud amounts of prescribed global and regional surface temperature changes in the NCAR GCM, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2207—2221.
- [7] Slingo, J.M., 1980, A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 747—770.
- [8] Wetherold, R.T. and Manabe, S., 1980, Cloud cover and climate sensitivity, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1485—1510.
- [9] Sasamori, T., 1975, A statistical model for stationary atmospheric cloudiness, liquid water con-

- rent, and rate of precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 1037–1049.
- [10] Hense, A., 1982, Wolken parametrisierungen in Zirkulationsmodellen, Dissertation, Mitteilungen aus dem Institut fuer Geophysik und Meteorologie der Universitaet zu Koeln.
- [11] Sundqvist, H., 1978, A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 677–690.
- [12] Ramanathan, V., Pitcher, E.J., Malone, R.C. and Blackman, M.L., 1983, The response of a spectral general circulation model to refinements in radiative processes, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 605–630.
- [13] Hansen, J., et al., 1983, Efficient three-dimensional global models for climate studies, Models I and II, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 609–662.
- [14] Sellers, W.D., 1983, A quasi-three-dimensional climate model, *J. Climate Appl Meteor.*, **22**, 1557–1574.
- [15] Wetherald, R.T. and Manabe, S., 1988, Cloud feedback processes in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1397–1415.
- [16] Schiffer, R.A. and Rossow, W.B., 1983, The International Satellite Cloud Climatology Project, The first project of the World Climate Research Programme, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **64**, 779–784.
- [17] Cox, S.K., McDougal, D.S., Randall, D.A. and Schiffer, R.A., 1987, FIRE-The First ISCCP Regional Experiment, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **68**, 114–118.
- [18] Cox, S.K., 1989, Cloud and radiation field experiments of the 1980's, IRS'88, Current Problems in Atmospheric Radiation, Edited by J. Lenoble and J.F. Geleyn, A. Deepak Publishing 1989, Hampton, Virginia USA, 3–5.
- [19] Randall, D.A., 1989, Cloud Parameterization for climate modelling: Status and Prospects, IRS'88: Current Problems in Atmospheric Radiation, Edited by J. Lenoble and J.F. Geleyn, A. Deepak Publishing 1989, Hampton, Virginia USA, 107–111.
- [20] Geleyn, J.F., 1981, Some diagnostics of the cloud-radiation interaction in the ECMWF model, Workshop on radiation and cloud radiation interaction in numerical modelling, 15–17 October 1980, ECMWF, Reading.
- [21] Slingo, J. M., 1987, The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 899–927.
- [22] Roach, W. T., Brown, R., Caughey, S. J., Crease, B. A. and Slingo, A., 1982, A field study of nocturnal stratocumulus, I: Mean structure and budgets, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **108**, 103–123.
- [23] Rikus, L. and Hart, T., 1989, The development and vefinement of a diagnostic cloud parameterization scheme for the BMRC global model, IRS'88: Current Problems in Atmospheric Radiation, Edited by J. Lenoble and J. F. Geleyn, A. Deepak Publishing 1989, Hampton, Virginia USA, 116–118.
- [24] Liou, K. N. and Zheng, Q., 1984, A numerical experiment on the interactions of radiation, clouds and dynamic processes in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1313–1335.
- [25] Mitchell, K. E. and Hahn, D. C., 1990, Objective development of diagnostic cloud forecast schemes in global and regional models, Conference on Cloud Physics, July 23–27, 1990, San Francisco, Calif. J138–J145.
- [26] Somerville, R. C. J. and others, 1974, The GISS model of theg lobal atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 84–117.
- [27] Krueger, S. K. and Xu, K. M., 1990, Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model, Conference on Cloud Physics, July 23–27, 1990, San Francisco, Calif. 490–496.
- [28] Krueger, S. K., Xu, K. M. and Arakawa, A., 1989, Using a numerical cumulus ensemble model as a tool for studying cloud processes, Symposium on the Role of Cloud in Atmospheric Chemistry and Global Climate, Anaheim, Am. Met. Soc., 277–281.
- [29] Hense, A. and Heise, E., 1984, A sensitivity study of cloud parameterizations in general circulation models, *Beitr. Phys. Atmos.*, **57**, 240–258.
- [30] Rockel, B., 1988, Parametrisierung Von Eis-und Wasserwolken und ihrer Strahlungstransportigenschaften fuer grossraeumige Atmosphaerenmodelle, Mitteilungen aus dem Istitut fuer Geophysik und Meteorologie der Universitaet zu Koeln, Heft 58, 115pp.
- [31] Hahn, C. J., Warren, S., London, J., Chervin, B. and Jenne, R., 1984, Atlas of simultaneous

- occurrence of different cloud types over land, NCAR Ted. Note, 241+STR, 209pp.
- [32] Liou, K. N., 1986, Review: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167—1199.
- [33] Starr, D. O'C., 1987, A cirrus-cloud experiment: Intensive field observations planned for FIRE, *Bull. Am. Met. Soc.*, **68**, 119—124.
- [34] Heymsfield, A. J., 1977, Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamical study, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 367—381.
- [35] Heymsfield, A. J. and Platt, C. M. R., 1984, A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 846—855.
- [36] Platt, C. M. R. and Harshvardhan, 1988, The temperature dependence of cirrus extinction-implications for climate feedback, *J. Geophys. Res.*, **93**, 11051—11058.
- [37] Heymsfield, A. J. and Donner, L. J., 1990, A scheme for parameterizing ice cloud water content in general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1865—1877.
- [38] Harris, F. I., 1977, The effects of evaporation at the base of ice precipitation layers: Theory and radar observations, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 651—672.
- [39] Starr, D. O'C. and Cox, S. K., 1985, Cirrus clouds. Part I: A cirrus cloud model, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 2663—2681.
- [40] Matveev, L. T., 1984, Cloud Dynamics, Atmospheric Sciences Library, D. Reidel Publishing Company, 340pp.
- [41] Sundqvist, H., 1981, Prediction of stratiform clouds: results from a 5-day forecast with a global model, *Tellus*, **33**, 242—253.
- [42] Sundqvist, H., 1988, Parameterization of condensation and associated clouds in models for weather prediction and general circulation simulation, Physically-based modelling and simulation of climate and climatic change-Part I, M. E. Schlesinger Ed., 433—461.
- [43] Sundqvist, H., Berge, E. and Kristjansson, J. E., 1989, Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1641—1657.
- [44] Roeckner, E. and Schlese, U., 1985, January simulation of clouds with a prognostic cloud cover scheme, Workshop on Cloud Cover Parameterization in Numerical Models, 26—28 Nov. 1984, ECMWF Reading, 87—108.
- [45] Roeckner, E. and Schlese, U., Biecamp, J. and Loewe, P., 1987, Cloud optical depth feedbacks and climate modelling, *Nature*, **329**, 138—140.
- [46] Le Treut, H., 1985, Cloud prediction experiments with the LMD GCM, Workshop on Cloud Cover Parameterization in Numerical Models, 26—28 Nov. 1984, ECMWF Reading, 65—86.
- [47] Donner, L. J., 1990, Parameterizing mesoscale and large-scale ice clouds in general circulation models. Conference on Cloud Physics, July 23—27, 1990, San Francisco, Calif, J104—J107.
- [48] Del Genio, A. D. and Yao, M. S., 1990, Predicting cloud water variations in the GISS GCM, Conference on Cloud Physics, July 23—27, 1990, San Francisco, Calif, 497—504.
- [49] Smith, R. M. W., 1990, A scheme for predicting large clouds and their water content in a general circulation model, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **116**, 435—460.
- [50] Kuo, H. L., 1965, On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40—63.
- [51] Kuo, H. L., 1974, Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232—1240.
- [52] Feigelson, E. M., 1978, Preliminary radiation model of a cloudy atmosphere, Part I-structure of clouds and solar radiation, *Beitr. Phys. Atmos.*, **51**, 203—229.
- [53] Sommeria, G. and Deardorff, J. W., 1977, Subgrid-scale condensation in models of non-precipitating clouds, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344—355.
- [54] Somerville, R. C. J. and Remer, L. A., 1984, Cloud optical thickness feedbacks in the CO₂ climate problem, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9668—9672.
- [55] Schlesinger, M. E. and Roeckner, E., 1988, Negative or positive cloud optical depth feedbacks and climate modelling, *Nature*, **329**, 138—140.
- [56] Mitchell, J. F. B., Senior, C. A. and Ingram, W. J., 1989, CO₂ and climate: a missing Feedback? *Nature*, **341**, 132—134.
- [57] Bougeault, P. and Geleyn, J. F., 1989, Some problems of closure assumption and scale depen-

- ducy in the parameterization of moist deep convection for numerical weather prediction, *Mes. Atmos. Phys.*, **40**, 123—135.
- [58] Krishnamurti, T. N., Kumar, A., Yap, K. S., Dastoor, A. P., Davidson, N. and Sheng, J., 1990, Performance of a high-resolution mesoscale tropical prediction model, pp. 133—268 in *Advances in Geophysics*, Vol. 32, Ed. R. Dmowska and B. Saltzman.
- [59] Kristjansson, J. E., 1991, Cloud parameterization at different horizontal resolutions, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **117**, 1255—1280.
- [60] Kiehl, J. T. and Williamson, D. L., 1991, Dependence of cloud amount on horizontal resolution in the NCAR community Climate Model, *J. Geophys. Res.*, **96**, 10955—10980.
- [61] Stephens, G. L., 1984, The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 826—867.
- [62] Geleyn, J. F. and Hollingsworth, A., 1979, An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption, *Beitr. Phys. Atmos.*, **52**, 1—16.
- [63] Morcrette, J. J. and Fouquart, Y., 1986, The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 321—328.
- [64] Stephens, G. L., 1988, Some outstanding problems on the influence of clouds on radiation, 10th International Cloud Physics Conference, Bad Homburg V. D. H. 15—20 Aug. 1988, 115—120.
- [65] Stephens, G. L., 1978, Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory; II: Parameterization Schemes; III: Observations, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2111—2141.
- [66] Stephens, G. L., 1984, A shortwave parameterization revised to improve cloud absorption, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 687—690.
- [67] Fairall, C. W., Have, J. E. and Snider, J. B., 1990, An eight-month climatology of marine stratocumulus cloud fraction, albedo, and integrated liquid water, *J. Climate*, **3**, 847—864.
- [68] Fouquart, Y. and Bonnel, B., 1980, Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization, *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 35—62.
- [69] Pltridge, G. W., 1974, Infrared emissivity, shortwave albedo and the microphysics of stratiform water clouds, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4053—4058.
- [70] Slingo, A. and Schrecker, H. M., 1982, On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **108**, 407—426.
- [71] Slingo, A., 1989, A GCM Parameterization for the shortwave radiation properties of water clouds, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1419—1427.
- [72] Ackerman, S. and Stephens, G. L., 1987, The absorption of solar radiation by cloud droplets: An application of anomalous diffraction theory, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1574—1588.
- [73] Stephens, G. L., Tsay, S. C., Stackhouse, P. W., Jr. and Flatau, P. J., 1990, The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1742—1753.
- [74] Flatau, P. J., Cotton, W. R. and Stephens, G. L., 1992, Clouds and two-stream radiative transfer approximation-algorithms and codes, The 11th International Conference on Clouds and Precipitation, Aug. 17—21, 1992, Montreal, Canada, 801—804.
- [75] Flatau, P. J., Tripoli, G. J., Verlinde, J. and Cotton, W. R., 1989, The CSU-RAMS cloud microphysics module: General theory and code documentation, Colorado State Uni., Pap. No. 451, 88pp.
- [76] Van de Hust, H., 1957, *Light scattering by small particles*, Dover, 470pp.
- [77] Betts, A. K. and Harshvardhan, 1987, Thermodynamic constraint on the cloud liquid water feedback in climate models, *J. Geophys. Res.*, **92**, 8483—8485.
- [78] Harshvardhan, Randall, D. A., Lorsetti, T. G. and Dazlich, D. A., 1989, Earth radiation Budget and cloudiness simulations with a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1922—1942.
- [79] Fu, Q. and Lion, K. N., 1992, Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds, The 11th International Conference on Clouds and Precipitation, Aug. 17—21, 1992, Montreal, Canada, 789—792.
- [80] Auer, A. H., Jr. and Veal, D. L., 1970, The dimension of ice crystals in natural clouds, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 919—926.
- [81] Tanaka, Y. and Lion, K. N., 1989, Radiative transfer in cirrus clouds. I. single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3—19.
- [82] Liou, K. N. and Wittman, G. D., 1979, Parameterization of the radiative properties of clouds.

- J. Atmos. Sci.*, **36**, 1261—1273.
- [83] Ramaswamy, V. and Ramanathan, V., 1989, Solar absorption by cirrus clouds and the maintenance of the tropical upper troposphere thermal structure, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2293—2310.
- [84] Heymsfield, A., 1975, Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds. Part I: Aircraft observations of the growth of the ice phase, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 799—808.
- [85] Hignett, P., 1987, A study of the short-wave radiative properties of marine stratus: Aircraft measurements and model comparisons, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 1011—1024.
- [86] Herman, G. F. and Curry, J. A., 1984, Observational and theoretical studies of solar radiation in Arctic stratus clouds, *J. Clim. Appl. Meteor.*, **23**, 5—24.
- [87] Manabe, S., 1969, Climate and ocean circulation. Part I: The atmospheric circulation and hydrology of the earth's surface, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739—774.
- [88] Cox, S.K., 1969, Observational evidence of anomalous infrared cooling in a clear tropical atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1347—1349.
- [89] Cox, S.K., 1976, Observations of cloud infrared effective emissivity, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 409—418.
- [90] Hunt, G.E., 1973, Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infrared thermal window wavelengths, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 346—369.
- [91] Paltridge, G.W. and Platt, C.M.R., 1976, Radiative processes in Meteorology and Climatology, Elsevier, 318pp.
- [92] Platt, C.M.R., 1976, Infrared absorption and liquid water content in stratocumulus clouds, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 553—561.
- [93] Platt, C.M.R., 1972, Airborne infrared radiance measurements (10—12 micron wavelength) off tropical east coast Australia, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1597—1609.
- [94] Platt, C.M.R., 1975, Infrared emissivity of cirrus-simultaneous satellite, lidar and radiometric observation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 119—126.
- [95] Chylek, P. and Ramaswamy, V., 1982, Simple approximation for infrared emissivity of water clouds, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 171—177.
- [96] Liou, K.N. and Ou, S.C.S., 1981, Parameterization of infrared radiative transfer in cloudy atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2707—2716.
- [97] Smith, W.L., Jr., Hein, P.F. and Cox, S.K., 1990, The 27—28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: in situ observations of radiation and dynamic properties of a cirrus cloud layer, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2389—2401.
- [98] Paltridge, G.W. and Platt, C.M.R., 1981, Aircraft measurements on solar and infrared radiation and the microphysics of cirrus cloud, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 367—380.
- [99] Griffith, K.T. and Cox, S.K., 1977, Infrared radiative properties of tropical cirrus clouds inferred from broadband measurements, Colorado State Univ. Pap. No. 451, 88pp.
- [100] Platt, C.M.R., Spinthire, J.D. and Hatz, W.D., 1989, Optical and microphysical properties of cold cirrus: Evidence for regions of small ice particles, *J. Geophys. Res.*, **94**, 11151—11164.
- [101] Curry, J.A. and Herman, G.F., 1985, Infrared radiative properties of summertime Arctic stratus clouds, *J. Clim. Appl. Meteor.*, **24**, 525—538.
- [102] Tsay, S.C., Stamnes, K. and Jayaweera, K., 1989, Radiative energy budget in the cloudy and hazy Arctic, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1002—1018.
- [103] Chylek, P. and Damiano, P., 1992, Infrared emittance of water clouds, *J. Atmos. Sci.*, 1459—1472.
- [104] Chylek, P. and Damiano, P., 1992, Polynomial approximation of the optical properties of water clouds in 8—12 μ m spectral region, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1210—1218.
- [105] Shettle, E.P., Chylek, P. and Damiano, P., 1992, Infrared attenuation by water clouds and fogs, The 11th Inter. Conference on Clouds and Precipitation, Aug. 17—21, 1992, Montreal, Canada, 821—824.
- [106] McKee, T.B. and Cox, S.K., 1974, Scattering of visible radiation by finite clouds, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1885—1892.
- [107] McKee, T.B. and Cox, S.K., 1976, Simulated radiance patterns for finite cubic clouds, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2014—2020.
- [108] Aida, M., 1977, Scattering of solar radiation as a function of cloud dimensions and orientation, *JQSRT*, **17**, 303—310.
- [109] Davies, R., 1978, The effect of finite cloud geometry on the three dimensional transfer of solar irradiance in clouds, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1712—1725.

- [110] Reynolds, D.W., McKee, T.B. and Danielson, K.S., 1978, Effects of cloud size and cloud particles on satellite observed brightness. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 160—164.
- [111] Davis, J.M., Cox, S.K. and McKee, T.B., 1979a, Total shortwave radiative characteristics of solar absorption in finite clouds. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 508—518.
- [112] Davis, J.M., Cox, S.K. and McKee, T.B., 1979b, Vertical and horizontal distribution of solar absorption in finite clouds. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1976—1984.
- [113] Ellingson, R.G., 1982, On the effects of cumulus dimensions on longwave irradiance and heating rate calculations. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 886—896.
- [114] Harshvardhan and Weinmann, J.A., 1982, Infrared radiative transfer through a regular array of cuboidal clouds. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 431—439.
- [115] Welch, R.M. and Wielicki, B.A., 1984, Stratocumulus cloud field reflected fluxes: The effect of cloud shape. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3085—3103.
- [116] Welch, R.M. and Wielicki, B.A., 1985, A radiative parameterization of stratocumulus cloud fields. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2888—2897.
- [117] Welch, R.M. and Wielicki, B.A., 1989, Reflected fluxes for broken clouds over a Lambertian surface. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1384—1395.
- [118] Welch, R.M. and Zdunkowski, W.G., 1981, The radiative characteristics of noninteracting cumulus cloud fields. Part I. Parameterization for finite clouds; Part II. Calculations for cloud fields. *Beitr. Phys. Atmos.*, **54**, 258—285.
- [119] Harshvardhan and Thomas, R.W., 1984, Solar reflection from interacting and shadowing cloud elements. *J. Geophys. Res.*, **89**, 7179—7185.
- [120] Fouquart, Y., Buriez, J.C. and Herman, M., 1989, The effect of clouds on radiation: A Review. IRS'88: Current Problems in Atmospheric Radiation. Edited by J. Lenoble and J.F. Geleyn. A. Deepak Publishing 1989, Hampton, Virginia USA, 31—33.
- [121] Kobayashi, T., 1988, Parameterization of reflectivity for broken cloud fields. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3034—3045.
- [122] Barkstrom, B.R., 1984, The earth radiation budget experiment (ERBE). *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **65**, 1170—1185.
- [123] Harshvardhan, 1982, The effect of brokenness on cloud-climate sensitivity. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1853—1861.
- [124] Schlesinger, M.E. and Mitchell, J.F.B., 1987, Climate model simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide. *Rev. Geophys.*, **25**, 760—798.

Cloud and Radiation

II Cloud and Cloud Radiation Parameterizations in General Circulation Models

Zhao Gaoxiang and Wang Hongqi

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

In this part various parameterization schemes of cloud and cloud radiation properties applied in general circulation models are introduced. There are two kinds of cloud parameterizations, one is diagnostic, the other is prognostic. Cloud radiation parameterizations include parameterization schemes of cloud optical properties and cloud-assembly radiative properties (emissivity, absorptivity, reflectivity and transmissivity).

Key words: cloud; radiation; parameterization.