

云模式中气溶胶物理过程 参数化方案研究概述

刘校辰¹ 刘奇俊²

(1. 中国气象科学研究院, 北京 100081; 2. 国家气象中心)

提 要: 介绍了大气气溶胶的浓度、气溶胶的谱形等物理性质对云的微物理过程造成的影响以及目前云模式中常用到的一些气溶胶物理过程的体积水、分档等参数化方案, 并评述了这些参数化方案各自的特点。提出了在设计气溶胶物理过程参数化方案时需要注意和有待解决的几个问题, 建议在设计气溶胶-云相互作用的模式时, 要根据不同的研究目的选择合适的参数化方案。

关键词: 云模式 气溶胶 云凝结核 参数化方案

Review on Parameterization Schemes of Aerosol Microphysical Processes in Cloud Models

Liu Xiaochen¹ Liu Qijun²

(1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081; 2. National Meteorological Center)

Abstract: The impacts of aerosol physical characteristics, concentration and size spectrum on cloud microphysics processes are introduced. An assessment of characteristics of some parameterization schemes of aerosol microphysical processes such as bulk-parameterization of microphysics and bin-parameterization of microphysics is also given. It put forward some important problems of parameterization schemes and identified research areas in which improvements are urgently needed. According what will be studied, it suggests modelers to choosing appropriate parameterization scheme to simulate the aerosol effects on microphysics processes of cloud.

Key Words: cloud model aerosol CCN parameterization scheme

资助项目: 国家自然科学基金重点项目“华北地区大气污染对气溶胶和云微物理特征的影响”(编号: 40433008)。

收稿日期: 2005年12月15日; 修定稿日期: 2006年3月15日

引 言

由于气溶胶对云降水形成的微物理过程、云的光学特性和气候都有很大的影响,近年来国内外开展了关于气溶胶对环境 and 气候变化影响的研究,如 Towey^[1], Flossman 等^[2], Hbbos^[3], Kaufman 等^[4], Resenfeld^[5], Kogan^[6], Yin^[7], Rasmussen 等^[8], Khain^[9], Brain 等^[10], 赵春生^[11]等都曾做过此类的工作。这些观测和数值模拟试验表明,无论对于中小天气尺度还是全球尺度,气溶胶的物理和化学特征、分布状况以及与云的相互作用过程都在不同程度上影响着云降水形成的微物理过程。虽然目前针对气溶胶的研究已经开展了很多,但是气溶胶对云、气候和环境的影响仍然存在一些问题。随着云模式中描述气溶胶物理和化学过程更加精细,云模式逐渐成为研究气溶胶对云影响的一个重要工具。笔者主要阐述国内外通过云模式开展的气溶胶对云微物理过程影响的现状。由于这个领域比较宽泛,文中着重于讨论气溶胶物理性质对云微物理过程的影响以及参数化方案的研究现状。

1 气溶胶对云微物理过程的影响

大气气溶胶的尺度范围常取 10^{-3} 到 $10^1 \mu\text{m}$ 。某些气溶胶粒子在大气过饱和或接近饱和的情况下,可以作为云凝结核形成水滴胚胎。云凝结核 (CCN) 的特征对所形成云的特性有很大的影响,如云滴谱的数浓度和粒径大小、是否可以产生降水、以及云的存在时间等。大气气溶胶过程影响 CCN 的特性从而影响云的微物理特性,同时还影响云的辐射特性等。某些气溶胶粒子在一定的温度条件下还可以作为冰核 (IN) 形成冰晶。Khvorosty 等^[12] 还指出,一部分

CCN 在温度比较低的情况下同样可以充当冰核。外场观测表明,大部分 CCN 是人为或自然产生的硫酸盐气溶胶^[13]。人为污染增加了大气气溶胶的浓度,也增加了 CCN 的数目^[14]。观测和模拟也证实 CCN 浓度的增加,会使平均云滴尺度减小,阻碍降水的发展,进而增加云的寿命^[15]。1993 年 Kaufman 等^[16] 曾观测到在 Amazon 污染区上空的大陆性云伴随着云滴浓度的增加云滴半径 (从 $15 \mu\text{m}$ 减少到 $5 \mu\text{m}$) 显著减少。1999 年 Maritnsson 等^[17] 也观测到在山地污染云中云粒子浓度大量增加 (最大可达 2000cm^{-3}), 粒子有效半径会显著减小。Andrea 等^[18] 在 2003 年也曾就气溶胶粒子对滴谱宽度的影响进行过详细阐述。另外气溶胶对降水形成也有一定的影响。Roesnfeld 等^[19] 观测到在泰国和印度尼西亚的污染区内,由于滴谱比较窄,污染云基本不会下雨,但是在干净大气中,类似的云在形成后的 20~25 分钟就会产生降水。另外 Roesnfeld^[20] 还指出随着污染的加重,城市居住区降水有所减少。

除了观测,通过云模式进行数值模拟,也是研究气溶胶对降水形成影响的一个有效途径。云模式根据微物理过程的不同表述方式,可以分为两大类,一种是体积水模式,一种是分档模式。体积水模式适合于描述自然云降水粒子的总体特征,由于预报量较少,体积水模式计算起来比较节省时间。但是体积水模式不适于描述粒子谱中的某尺度段的粒子的变化,因为体积水方案中某段粒子的变化只能通过谱形的整体变化而得到部分反映。Kessler^[21], Richard 等^[22], Cohard^[23], 胡志晋^[24], 许焕斌^[25] 等人都曾根据不同的研究目的建立了相应的体积水模式。分档模式由于把粒子群分档合成描述,没有定谱函数的限制,不仅能够描述不同尺度段的粒子的变化,而且与粒子谱的自然图

像很接近。但是分档模式对计算机运算能力有较高的要求,运算时间也比较长。很多分档模式都是暖云模式,例如 Clark^[26], Kogan 等^[27], Stevens 等^[28], Pinsky 等^[29]。大部分分档模式利用一种分档方程来描述云冰,只有很少一部分混合云模式具有详细的云冰描述,这些模式中对于不同的云冰采用不同的分档方程,例如 Reisin 等^[30], Yin 等^[31], Rasmussen 等^[32], Khain 等^[9]。这些混合云微物理模式比简单冰相方案的模式更细致地模拟降水的形成过程和云—气溶胶的相互作用过程。

国内外利用云模式开展过一些关于气溶胶对云微物理过程影响的研究。1983年徐华英等^[33]用一维体积水模式讨论了云滴群的凝结增长。结果表明盐核浓度较少有利于大云滴的形成,巨盐核对平衡态滴谱的影响较小,较大的盐核只是对较早地形成大云滴起到一定的作用。1988年肖辉等^[34]利用积云数值模式计算了海洋上和大陆上积云中云滴谱的分布和演变。用大陆核谱的五种不同总浓度,在相同条件下计算云滴谱的结果为:随着总浓度的减少,云滴浓度也减小,而雨滴谱却迅速展宽,大云滴浓度增大,含水量增加。可见盐核总浓度对滴谱形成作用很大,总浓度有利于大云滴形成,云滴谱展宽和含水量增加。1994年 Feingold^[35]模拟了不同浓度的云凝结核(CCN)对层积云光学特性的影响。结果显示了如果云滴浓度增加3倍,有效半径就会减少40%,但是云中液态水含量没有显著的变化。由此说明CCN浓度增加将会使云滴的尺度明显减小而数目增加,另外CCN浓度变化对液态水混合率没有明显的影响,这个结果已经通过 Twomey^[38]的假设和 Noonkester^[39]的观测得到了证实。2000年 Yin^[7]等为了模拟不同尺度云凝结核粒子和人工播撒催化剂的对降

水形成的影响,开发了一个两维的非静力云模式。数值试验表明,在细小核($< 0.1\mu\text{m}$)浓度较高的大陆性云中,大的云凝结核的出现会对降水形成产生很大影响。因为在云底部位较大滴生长的初期,较大的CCN能够加强水滴之间的碰并作用。在细小核较少的海洋性云中,较大的CCN的影响就比较小,降水的形成发展主要决定于大云滴的数量。Pinty^[36]曾利用 Cohard^[23]模式对一次山地暖云降水进行了模拟。根据气溶胶和云滴浓度之间较强的相关性对CCN的活化进行了参数化研究。模拟结果显示:如果初始的气溶胶浓度增加4倍,降水会平均减少25%,造成降水减少的主要原因是云滴数浓度的增加降低了有效自动转化率。2004年 Cheng^[37]利用耦合了气溶胶过程的MM5模式研究了气溶胶对降水和云辐射特性的影响。数值模拟结果显示,云水质量和云滴浓度都与气溶胶的浓度表现出了很强的相关性。增加气溶胶的浓度,一方面会增加小云滴的浓度,另一方面则造成雨水和大云滴浓度的减少。但在数值试验中,地面降水并没有发生显著的改变。2004年 Khain 等^[9]利用一个混合积云分档模式研究了大气气溶胶粒子对对流云的影响。模拟表明同一块云无论在大陆条件还是海洋条件下,增加气溶胶的浓度都会导致降水减少。如果要产生同样的降水,污染空气中的云必须具有比较高的云顶高度。

由上所述可以看出气溶胶通过影响云凝结核对云滴谱、雨滴谱以及降水的形成都产生了很大的影响。增加气溶胶的浓度的会增加云凝结核的浓度,从而减少云滴的有效半径,导致云水碰并率和自动转化率相应减小,在一定程度上减少了降水。另外气溶胶对冰核的浓度也有很大的影响,对于冰晶的产生也起着关键作用。

2 气溶胶物理过程的参数化方案

2.1 大气粒子的凝结增长过程

可溶性大气粒子的增长率是由水汽分子聚集到粒子表面而使粒子凝结生长方程所决定的^[40]。

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{1}{F} \left(S - \frac{A}{r} + \frac{Br_N^3}{r^3 - r_N^3} \right) \quad (1)$$

其中 r 是湿粒子的半径, r_N 是干气溶胶粒子的半径, S 是过饱和度值, F 是与热力学参数有关的通风系数。 $A = 2\sigma/\rho_w R_V T$, σ 是水滴的表面张力。 $B = i\rho_N M_w / M_s$, i 是溶质分子中的离子数量, ρ_N 是干大气粒子的密度, M_s 和 M_w 分别是溶质和水的分子质量。凝结增长过程从云底开始, 在云中持续到过饱和度 $S > 0$ 。

对于每一个半径 r_N , 可以用一个与湿粒子半径有关的平衡态过饱和度方程 $S_{eq}(r)$ 来描述。 $S_{eq}(r)$ 是公式 (1) 取 $dr/dt = 0$ 时获得的。当环境过饱和度大于平衡态过饱和度时, $S > S_{eq}$, 半径为 r 的粒子凝结增长, 如果 $S < S_{eq}$, 粒子则蒸发。 $S_{eq}(r)$ 也称为 Köhler 曲线 (如图 5), 主要由气溶胶粒子半径 r_N 所决定。

对于 $r_N > r_{Ncrit}$ (临界半径) 的干气溶胶粒子通常看作云凝结核 CCN, 湿粒子则通常看作新生成的云滴^[23]。大部分粒子在很短的时间内就可以达到其临界半径^[27]。因此 $S > 0$ 的情况下, 大气粒子可以分成两大类: 一种是生长的云滴, 另一种是处于平衡态的还未核化的湿大气粒子, 即凝结核。而在 $S < 0$ 的情况下, 只有处于稳定条件下的没有核化的大气气溶胶粒子。Mazin 等^[41], Pruppacher 等^[40], Khain^[42] 等已经对凝结过程理论进行过详细阐述, 在这里就不再重复。

2.2 气溶胶粒子核化过程的参数化方案

气溶胶粒子的谱分布、化学性质和过饱和度是决定着新生云滴的谱分布的主要原因^[43]。目前对于气溶胶核化过程有下述几种参数化方法。

2.2.1 体积水方案

根据 Twomey^[38] 的简单诊断方程, 核化了的云凝结核浓度 N , 即能够核化的 CCN 最大浓度, 也是能够生成的最大新生云滴浓度, 可用实验室经验公式 $N(S)$ 来表示, 这个公式的表述形式如下。

$$N = C \cdot S^K \quad (2)$$

其中 S 是过饱和度 (%), C 和 K 是与气溶胶粒子类型有关的参数^[23]。根据大陆和海洋、城市和乡村、不同的地理位置等不同的条件选择不同的参数值。由 Pruppacher 等^[40] 的实验数据可知, 海洋性云为 $50\text{cm}^{-3} < C < 250\text{cm}^{-3}$ 和 $0.3 < K < 0.6$, 而大陆性云是 $600\text{cm}^{-3} < C < 5000\text{cm}^{-3}$ 和 $0.5 < K < 0.9$ 。另外, 从 Pruppacher 等^[40] 提供的一些实验数据可以看出, 公式 (2) 只适用于 $0.1\% < S < 8\%$ 的范围。值得注意的是该公式是在实验室条件下获得的, 实际云中提供给较小气溶胶粒子核化所需的过饱和度, 要比通过公式 (2) 得到的 $0.1\% < S < 8\%$ 的上限和下限均低几个百分点。Hudson^[43] 通过海洋性云的方案对 CCN 尺度进行检验。根据他们提供的数据, 只有在过饱和度 $S < 0.2\%$ 的时候, 才适用于固定的参数 K 。随着过饱和度 S 增加, 新生滴的核化率将快速减小。在过饱和度 $S > 0.6\%$ 的时候, CCN 的浓度就几乎没有再增加了。即使过饱和度有显著增加, 但是如果在这时大量的气溶胶粒子尺度都非常小, 也不会有多少新滴核化。但是应该注意的是, Pruppacher 等^[40] 提供的数据并没有显示出随着 CCN 尺度的减小, CCN 浓度显著减少的现

象。Khain^[42]认为如果较小的 CCN 浓度比较大,则新滴核化过程会减缓凝结增长。在 Hudson^[44]数据的基础上, Cohard 等^[44]强调:一个更加具有普遍性的核化谱应该在 Log-Log 坐标系中显示出在过饱和度的增加过程中,由于有效凝结核的数量减少而使该曲线产生了凹陷(换句话说,就是造成了系数 K 的减少)。因此, Khain^[42]表示在使用 Twomey^[38]的原始方程的时候,可能会给预报核化云滴数浓度的时候带来一定的错误,必须适当的调整参数 K 和 C 值,才能比较准确的模拟特定条件下的气溶胶粒子核化过程的变化特征。

Cohard 等^[44]总结了 Twomey^[38]的方法,给出了一个核化谱的更普遍的公式,这个公式表示如下:

$$N_{CCN} = C \cdot S_{v,w_{max}}^K F\left(\mu, \frac{K}{2}, \frac{K}{2} + 1, -\beta S_{v,w_{max}}^2\right) \quad (3)$$

公式 (3) 不仅能够在 Twomey^[38]方法的基础上进行分析积分,并且更加接近过饱和度较大的情况下的 CCN 的观测值。其中 $F(a, b, c; x)$ 为双曲线方程。Cohard 等^[44]对公式 (3) 进行了验证,结果表明该公式可以根据观测到的气溶胶 Log 尺度谱模拟出比较接近现实的核化谱。

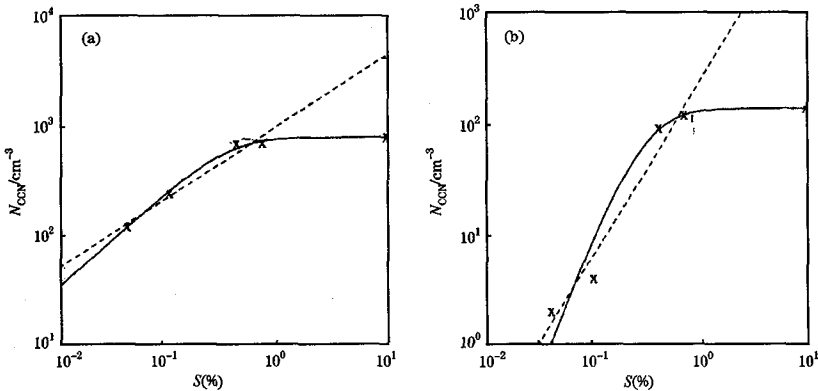


图 1 Log-Log 坐标系中污染大气 (a) 和干净大气 (b) CCN 活化谱
实线是通过公式 (3) 计算获得的,虚线是通过 Twomey 方案计算获得。(Cohard et al. 1998)

从图 1 可以看出,公式 (3) 模拟的 CCN 活化谱要比通过简单的 Twomey 方案计算得到的活化谱更接近现实情况。Cohard 等^[23]2000 年也在一个暖云体积水方案中采用了这个公式对核化新滴数浓度进行了计算。结果显示公式 (3) 可以非常近似的模拟出初始场为 Log 分布谱的海洋性和大陆性气溶胶谱的演变过程。

Reisner^[45]认为公式 (2) 通常可以用来计算新生云滴的总浓度。对于特定的地理环境,云滴平均半径和新生滴的尺度分布的预

先调整非常重要。例如,Reisin 等^[30]假定海洋性云和大陆性云的初始滴分布分别为 Gmama 分布或者指数分布,结果表明,包含相对较大的云滴的谱,在模式核算中,很快就会产生云滴的碰并。这种现象在海洋性云中尤其明显。

气溶胶粒子除了影响云凝结核以外,对冰核的影响也很大。冰粒子可以直接通过水汽均质核化形成,也可以在低于 $-40^\circ C$ 的情况下有过冷水滴冻结产生。在温度较高的时候,可以通过一部分能够作为冰核的气溶胶

粒子进行异质核化形成。冰的核化过程比初生滴的形成过程更复杂。CCN 只是与过饱和度有关, 而冰核的核化不仅和过饱和度有关, 还与温度有一定的关系。Mazin 等^[41]已经在他们的书中对冰核核化理论进行过详细的描述。在这里我们只简单介绍一下它们在云模式中的参数化方案和处理方法。Fletcher^[46]是第一个对大气中普通冰核谱进行描述的人。他通过大量的数据得到一个非常有名的指数分布谱:

$$N_{f_1} = N_{f_0} \exp(-b_{f_1} T_c) \quad (4)$$

其中 N_{f_1} 是在温度超过 T_c 时活化的冰核数量。值得注意的是公式 (4) 在 $T_c = 0^\circ\text{C}$ 的时候观察到有冰核核化的特征不相符。公式 (2) 是一个非常粗糙的整合了不同过程影响的参数化方法, 模式建立者在使用时应该格外小心。对于该方案的一些不同意见可以在 Mazin 等^[47]的研究中找到。

公式 (4) 和公式 (2) 一样都没有冰核的时间核化率。很多模式中每个时间步长的冰核的核化数量通过公式 (4) 计算获得, 包含无限多的冰核的一群大气粒子, 在无交换的条件下可以持续核化。这种假设造成公式 (4) 预报的冰核浓度与实际情况不相符, 非常大。因此很多模式建立者不得不根据湿度的大小对冰核的最大值采取人为的限制。

另外还有一些其他的类似的微物理方案。例如, Reisner 等^[45], Meyers 等^[48], Khain 等^[49], 都对冰核核化过程提出一些参数化方案, 在这里不再详细说明。

用体积水方案处理凝结核化过程, 优点主要是计算简单, 预报量少, 可以通过较少的参数方程描述粒子谱的整体变化情况。但是这种方案忽略了气溶胶的化学性质以及尺度大小对云微物理过程的影响, 只能整体描述谱形变化, 无法研究不同尺度段气溶胶粒子谱的演变过程。

2.2.2 分档方案

比较详尽的分档云模式是研究气溶胶对降水形成和影响的最有效途径之一。在这种方案中, 气溶胶是通过特殊的分档方程进行描述的, 这类分档方程主要与气溶胶的尺度和空间坐标有关系。气溶胶粒子核化的尺度大小以及相应的新生滴的尺度通常是由过饱和度值决定。Reisin 等^[50], Ovtchinnikov 等^[51]曾利用这类分档云模式成功的模拟了云中的不同微物理过程; Khain 等^[49]模拟研究了云的微物理结构对降水空间分布的影响; Rasmussen 等^[8]对层状云以及辐射效应进行了模拟研究; Khvorostyanov 等^[52], Reisin 等^[50], Yin 等^[7]模拟研究了暖云的人工催化效应; Respondek 等^[53]建立了一个二维分档云模式, 主要是研究气溶胶粒子的湿沉降问题; Lohmann^[54]模拟研究了气溶胶粒子对冷云的影响。但是利用详尽分档模式开展的气溶胶对混合云降水影响的研究较少。Khain 等^[55]曾发表了关于 Texas 深对流积云微物理结构的初步模拟结果。2003 年 Phillips 等^[56]对锋面混合云成冰作用进行了模拟研究。

此类分档模式通常计算开始就明确说明了粒子分布谱的类型是大陆性、海洋性还是混合性分布谱。气溶胶的核化过程通常描述如下。在假定平衡态的条件下 ($dr/dt=0$), 可以通过公式 (3) 获得导数 dS/dr 。活化云滴的临界半径 r_{crit} 和活化气溶胶粒子的临界半径 r_{Ncrit} 可以分别表示如下^[2]:

$$r_{crit} = \frac{2A}{3} \frac{1}{S} \quad (5)$$

$$r_{Ncrit} = \frac{A}{3} \left(\frac{4}{BS^2} \right)^{1/3} \quad (6)$$

利用模式中计算获得的过饱和度 (S), 可以通过公式 (5) 和 (6) 来决定临界半径 r_{crit} 和 r_{Ncrit} , 大于临界半径的 CCN ($r_N > r_{crit}$) 活化形成了初生滴, 而相同粒子尺度

段的气溶胶粒子相应减少,通过这种方法就可以计算新生云滴的尺度分布。Flossman 等^[2], Wurzler 等^[57], Khain 等^[49], Yin^[7], Khain 等^[9]等在模式中都采用过类似的方案。但是这种方案在使用的时候要比较小心,因为从大的气溶胶粒子核化过来的滴的平衡态半径有可能会达到几十微米的尺度。例如,对于直径为 $10\mu\text{m}$ 的 NaCl 粒子在相对湿度为 99% 的时候,平衡态半径直径可以达到 $50\mu\text{m}$ 。但是这样的粒子达到这种平衡态尺度需要相当长的时间(几天时间)。Khain^[42]认为如果对所有的滴都给与平衡态的假设,那么初始滴谱就会被人为的拓展,仅仅在云底上方,碰并就会开始发生。

Mordy^[58]认为在过饱和度为零的时候只有非常细小的核能够在短时间内达到临界半径(几秒或者几分之一秒),因此这类粒子的临界半径可以通过公式(1)来获得。而大粒子在相对湿度为 100% 的时候需要几天时间才能达到平衡状态,使得云底大粒子尺度大小的情况变的不是十分明确。因此 Mordy^[58]假设在云底以小于 $1.2\mu\text{m}$ 的气溶胶粒子作为凝结核的“湿粒子”,在相对湿度为 100% 的情况下达到平衡状态,而以大于 $1.2\mu\text{m}$ 的气溶胶粒子作为凝结核的湿粒子则在相对湿度为 90% 的时候就能够达到平衡状态。Ivanova 等^[59]详细计算了核化过程,研究结果显示在零过饱和度的时候,如果可溶性粒子的核的半径 $r_N < r_N^*$, 则液态滴的核化的临界半径可以通过公式(1)来获得。其中 r_N^* 由上升速度决定,两者的关系式表示如下:

$$r_N^* = 0.09\omega^{-0.16} \quad (7)$$

其中 ω 是垂直上升速度 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), r_N^* 单位是微米 (microns)。对于 $r_N > r_N^*$ 的情况下,在零过饱和度时可溶性粒子的半径可能会超出 r_N , 其中参数 k 可以用来决定超出 r_N 的倍数。

$$k = 5.8\omega^{-0.12}r_N^{0.214} \quad (8)$$

通过方程(7)和(8)可以比较准确计算云底的初始滴的半径,这一点对于雾或者具有较小上升运动的层积云的模拟研究非常重要。对于具有较强上升运动的深对流云,通常具有非常强的凝结增长,可以简单地使用一个固定的值来进行参数化。Ivanova 等^[59]分别取 $k=3, 5$ 和 8 的固定值进行计算,然后与公式(7)和(8)的精确计算结果对比。在云水含量方面计算结果完全相同,对于滴的尺度分布的计算结果也非常接近。Kogan^[27], Khain 等^[60], Yin^[31]用类似 Mordy^[58]的方法对凝结增长进行了参数化。这种处理可以在对流和湍流混合的环境下比较准确地计算云凝结核的数量,并且可以减少初始谱的宽度和防止过快形成雨滴。

综上所述,可以看出这些气溶胶物理过程参数化方案都各有其特点。

(1) 对于使用公式(2)作为参数化方案的模式来说,仍然存在一些问题。公式(2)是通过实验室试验和观测数据获得的静态关系。在一些模式中,例如 Reisin 等^[30], Pinty^[35], Cohard^[23]等,通常把通过公式(2)预报的 CCN 数浓度作为最大可能核化的滴浓度,如果在某个网格点上的滴的浓度超过了这个预报量,就不会再发生新的核化过程。公式(2)只能提供在一定粒子尺度范围内的核化滴和 CCN 的尺度分布谱。因此,新生滴的尺度分布谱是不可以任意选取的。在使用过程中,为了准确地模拟特定环境中的活化谱,需要适当调整参数 C 和 K 的值,否则会造成一定程度的错误。另一方面使用体积水方案优点是计算比较简单,节省计算时间。在一定尺度范围内可以很好的模拟出活化谱。

(2) 使用分档方法计算可以比较精确的计算活化谱,能够研究不同尺度范围内的气溶胶粒子的浓度和质量变化情况。但是这种

方案多用于气团模式, 因此一般假设云中的最大上升速度是定常的, 对过饱和度的时间描述较粗, 这与对流云等实际情况不十分相符, 因此这类分档方案也存在一定的不确定性。另外这种方法的参数方程比较复杂, 计算量大, 计算时间也较长。

3 结 语

(1) 如前所述, 从近年来国内外的大气化学、气候和暖云人工增雨等相关的研究中可以看出, 气溶胶对云微物理过程有很大的影响。气溶胶浓度变化通过影响 CCN 谱、云滴谱等云粒子的分布, 引起云的各种微物理机制发生改变, 从而影响降水的形成发展。通过数值模拟来研究气溶胶对暖云微物理过程的影响, 未来依然是一个热点。此类模式研究的发展趋势是建立三维的数值模式, 并且要具有气溶胶和液态水滴谱分布方程和各种微物理过程的详尽描述。

(2) 对于气溶胶物理过程的参数化方案, 要根据不同的研究目的选取不同的方案。体积水方案计算简单, 节省计算时间, 可以通过少量的参数来模拟粒子谱的演变情况。但是只能描述特定尺度范围的气溶胶粒子的核化过程, 不能很好地描述不同尺度段的粒子的演变情况。用分档模式可以解决体积水方案的不足之处, 可以比较准确地描述核化谱。通过分档方案计算得到的云凝结核谱和新生云滴谱也比较接近观测现象。但是分档方案也有它的缺点。模式非常复杂, 计算量很大。模式建立者在建立模式的时候应根据不同的研究目的选择合适的参数化方案进行研究。

参考文献

- Twomey S. Pollution and the planetary albedo [J]. *Atmos. Environ.*, 1974, (8): 1251-1256.
- Flossmann A I, W D Hall, H R Pruppacher. A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part I: The redistribution of aerosol particles captured through nucleation and impaction scavenging by growing cloud drops [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1985, (42): 583-606.
- Hobbs P V. *Aerosol-Cloud Interaction* [M]. International Geophysics Series, 1993, Vol. 54, Academic Press, 273pp.
- Kaufman T, T Nakajima. Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo-Analysis from satellite imagery [J]. *J Appl. Meteor.*, 1993, (32): 729-744.
- Rosenfeld D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. *Science.*, 2000, (287): 1793-1796.
- Kogan. Y, Main I P, Sergeev B N, Khvorostyanov V I. Numerical cloud modeling [C]. *Gridrometeoizdat. Moscow*, 1984, pp183.
- Yin Y., Levin Z., Reisin T. Tzivion S. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds; a numerical study [J]. *Atmos. Res.*, 2000, (53): pp91-11.
- Rasmussen R M, I Geresdi, G Thompson, K Manning. Freezing drizzle formation in stably stratified layer clouds: The role of radiative cooling of cloud droplets, cloud condensational nuclei, and ice initiation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 2002, (59): 837-860.
- Khain A, A Pokrovsky, M Pinsky et al. Simulation of effects of Atmospheric Aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part I: Model Description and possible applications [J]. *J. Atmos. Sci.*, 2004, 61, (24): 2963-2982.
- Brian I Magi, Peter V Hobbs, Thomas W Kirchstetter et al. Aerosol Properties and Chemical Apportionment of Aerosol Optical Depth at Locations off the U. S. East Coast in July and August 2001 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 2005, 62 (4): 919-933.
- 赵春生. 海洋大气边界层中气溶胶的产生及 CCN 形成的数值模拟 [D]. 北京大学博士研究生学位论文, 1996.
- Khvorostyanov V I and Judith A Curry. The Theory of Ice Nucleation by Heterogeneous Freezing of Deliquescent Mixed CCN. Part I: Critical Radius, Energy, and Nucleation Rate [J]. *J. Atmos. Sci.*, 2004, 61 (22): 2676-2691.
- Charlson R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, et

- al. Climate forcing by anthropogenic aerosols [J]. *Science*, 1992, 255, 423-430.
- 14 Hobbs P V. Aerosol-Cloud Interaction. *International Geophysics Series* [M], Vol. 54, Academic Press, 1993, pp39.
- 15 Twomey S. Aerosols, Clouds, Radiation [J]. *Atmos. Environ.*, 1991, 25A, pp2435-2442.
- 16 Kaufman Y and T Nakajima. Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo—Analysis from satellite imagery [J]. *J. Appl. Meteor.*, 1993, (32): 729-744.
- 17 Maritnsson B, C Coauthors. Droplet nucleation of natural and growth in orographic clouds in relation to the aerosol population [J]. *Atmos. Res.*, 1999, (50): 289-315.
- 18 Andreae M O, D Rosenfeld, P Artaxo et al. Smoking rain clouds over the Amazon [J]. *Science*, 2003, (303): 1337-1342.
- 19 Rosenfeld D, W L Woodley. Satellite-inferred impact of aerosols on the microstructure of Thai convective clouds [C]. *Proc. Seventh Scientific Conf. On Weather Modification*, 1999, Chiang Mai, Thailand, World Meteorological Organization, 17-20.
- 20 Rosenfeld D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. *Science*, 2000, (287): 1793-1796.
- 21 Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation [J]. *Meteor. Monogr.*, 1969, (32): 84pp.
- 22 Richard Evelyne, Nadine, Chaumerliac; Effects of Different Rain Parameterizations on the Simulation of Mesoscale Orographic Precipitation [J]. *J. Appl. Meteor.*, 1989, 28 (11): 1197-1212.
- 23 Cohard Jean-Martial, Jean-Pierre Pinty: A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme I: description [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2000, (126): 1815-1842.
- 24 胡志晋, 严采蓁. 层状云微物理过程的数值模拟 (一)—微物理模式 [J]. *气象科学研究所院刊*, 1986, 1, (1): 37-52.
- 25 许焕斌, 王思薇. 三维可压缩大气中的云尺度模式 [J]. *气象学报*, 1990, 48 (1): 80-90.
- 26 Clark T L. Numerical modeling for the numerical solution of the stochastic collection equation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1973, (30): 857-878.
- 27 Kogan Yefim L. The simulation of a convective cloud in a 3-D model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiments [J]. *J. Atmos. Sci.* 1991, (48): 1160-1189.
- 28 Stevens B, G Feingold, W R Cotton, R L Walko. Elements of the microphysical structure of the numerically simulated nonprecipitating stratocumulus [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1996, (53): 980-1006.
- 29 Pinsky M, A Khain. Effects of in-cloud nucleation and turbulence on droplet spectrum formation in cumulus clouds [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2002, (128): 1-33.
- 30 Reisin J, Levin, Z, Tzivion S. Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detail microphysics. Part I: Description of the model. [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1996a, (53): 497-519.
- 31 Yin Y, Levin Z, Reisin T Tzivion S. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds: a numerical study [J]. *Atmos. Res.* 2000, (53): 91-116.
- 32 Rasmussen R M, I Geresdi, G Thompson et al. Freezing drizzle formation in stably stratified layer clouds: The role of radiative cooling of cloud droplets, cloud condensational nuclei, and ice initiation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 2002, (53): 837-860.
- 33 徐华英, 黄培强, 黄美元, 郝京普. 积云中云滴凝结增长的数值模拟 [J]. *大气科学*, 1983, (7): 249-259.
- 34 肖辉, 许华英, 黄美元. 积云中云滴形成的数值模拟研究, (一) 盐核谱和浓度的作用 [J]. *大气科学*, 1988, 12 (2), 121-130.
- 35 Feingold G., Stevens B. et al. An explicit cloud microphysics/LES model designed to simulate the Twomey effect [J]. *J. Atmos. Reser.*, 1994, (33): 207-233.
- 36 Pinty J. P., Cosma S., Cohard J. M. and Richard E. Simulation of a warm precipitation event over orography with a two-moment microphysical scheme. 13th International Conference on Cloud and Precipitation [J]. Reno, Nevada USA, 14-18 August 2000, (1): 375-378.
- 37 Cheng Chao-Tzuen et al. A modeling study of aerosol impacts on precipitation and cloud-radiative properties using a warm cloud parameterization. *Proceedings of the International Conference on Clouds and Precipitation* [J], 18-23 July, 2004, Bologna, Italy.
- 38 Twomey S. The influence of pollution on the short-wave albedo of clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1977, (34): 1149-1152.
- 39 Noonkester V R. Droplet spectra observed in marine

- stratus cloud layers [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1984, (41): 829-844.
- 40 Pruppacher H R, Klett J D. *Microphysics of clouds and Precipitation* [M]. 2nd edn. Oxford Press, 1997, pp289.
- 41 Mazin I P, Shmeter S M. *Clouds, Their structure and formation* [J]. *Gidrometeoizdat*, p279.
- 42 Khain A, M. Ovtchinnikov, M. Pinsky et al. Notes on the state-of-art numerical modeling of cloud microphysics [J], *Atmos. Resea.*, 2000, (55): 159-224.
- 43 Hudson J G. Cloud condensation nuclei measurements within clouds [J]. *J. Clim. Appl. Meteorol. Soc.*, 1984, (23): 42-51.
- 44 Cohard J M, Pinty J P, Bedos C. Extending Twomey's analytical estimate of nucleated cloud droplet concentration from CCN spectra [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1998, (55): 3348-3357.
- 45 Reisner J, Rasmussen R M, Bruintjes R T. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1998, (124): 1071-1107.
- 46 Fletcher N. H.. *Physics of Rain Clouds* [M]. English, Cambridge Univ. Press. 1962, 386pp.
- 47 Mazin I P, Gurovich M B. Ice nucleation parameterization in numerical cloud models. *Izv* [J]. *Atmos. Oceanic Phys.* 1998, 34 (1): 33-44.
- 48 Meyers M P, Demott P J, Cotton W R. New primary ice-nucleation parameterization in an explicit cloud model [J]. *J. Appl. Meteorol.* 1992, (31): 708-721.
- 49 Khain A P, Sedev I. Simulation of precipitation formation in the Eastern Mediterranean coastal zone using spectral microphysics cloud ensemble model [J]. *Atmos. Res.*, 1996, (43): 77-110.
- 50 Reisin J, Levin. Z, Tzvion S. Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detail microphysics. Part II: Effects of varying drops and ice initiation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1996b, (53): 1815-1837.
- 51 Ovtchinnikov M, Y L Kogan. An investigation of ice production mechanisms using a 3D cloud model with detailed microphysics. Part I: Model description [J]. *J. Atmos. Sci.*, 2000, (57): 2989-3003.
- 52 Khvorostyanov V I, A P Khain, E L Kogteva. A two-dimensional non-stationary microphysical model of a three-phase convective cloud and evaluation of the effects of seeding by crystallizing reagent [J]. *Sov. Meteor. Hydrol.*, 1989, (5): 33-45.
- 53 Respondek P S, Flassmann A I, et al.. A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part V: The uptake redistribution and deposition of $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ by a convective cloud containing ice [J]. *J. Atmos. Sci.* 1995, (52): 2121-2132.
- 54 Lohmann Ulrike. Possible Aerosol Effects on Ice Clouds via Contact Nucleation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 2002, (59): 647-656.
- 55 Khain A P, D Rosenfeld, A Pokrovsky. Simulating convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5°C using a spectral microphysics model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2001b, (28): 3887-3890.
- 56 Phillips V T J, T W Choullarton, A J Illingworth et al.. Simulation of the glaciation of a frontal mixed-phase cloud with the Explicit Microphysics Model [J]. *Quart. J. Meteor. Soc.*, 2003, (129): 1351-1371.
- 57 Wurzler S C, Flossman A I, Pruppacher H R et al.. The scavenging of nitrate by clouds and precipitation. Part I [J]. *J. Atmos. Sci.* 1995, (20): 259-280.
- 58 Mordy W. Computations of growth by condensation of a population of cloud droplets [J]. *Tellus*, 1959, (11): pp16-44.
- 59 Ivaova E T, Y L Kogan, I P Main, M S Permyakov. Method of parameterizing the condensation process of droplet growth in numerical models [J]. *Izv.*, *Atmos. Ocean. Phys.* 1977, (13): 821-826.
- 60 Khain A P, Pokrovsky A, Sedev I. Some effects of cloud-aerosol interaction on cloud microphysics structure and precipitation formation: numerical experiments with a spectral microphysics cloud ensemble model [J]. *Atmos. Res.* 1999a, (43): 77-110.