

积云中云滴谱形成的数值模拟研究(一)

——盐核谱和浓度的作用

肖 辉 徐华英 黄美元

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文利用一维非定常积云数值模式,详细地考虑云的微物理过程,模拟了积云发展前期云的宏微观结构,研究了盐核谱和浓度对积云中云滴谱形成的影响。结果表明,本模式模拟的云中上升气流和含水量等宏观特征与观测结果基本上一致,云滴谱分布和大云滴浓度以及它们随高度分布的特征等也与观测相符。在积云顶部附近还模拟出双峰云滴谱。结果还指出,大陆性积云云滴谱和海洋性积云云滴谱之间的差异,主要是由于两地空气中盐核总浓度不同所致,而不是由于巨核多少的缘故。

一、引 言

观测表明,大陆性积云比海洋性积云的云滴总浓度大,云滴平均半径小且滴谱窄。

国外不少学者对这种差异作了研究,但没有得到圆满的解决。Mason (1971)^[1]认为,在海洋性积云中,半径 $25-30\mu\text{m}$ 大云滴的浓度比大陆性积云中大,是由于海洋性空气中有一定数量的巨盐核,而在大陆空气中缺乏巨盐核。Johnson (1978)^[2] 也认为,在大陆性积云中,巨核和超巨核对大云滴的形成起着重要的作用。然而, Hindman 和 Hobbs (1974)^[3] 和 Hindman (1976)^[4] 的研究却得到了不同的结果。我们从这两篇文章的计算结果来看,在大陆性积云中,云滴谱的分布似乎受巨核浓度的影响不大,而受埃根核浓度和大核浓度的影响较大。Woodcock 等(1971)^[5]也曾怀疑巨盐核在暖云起始降雨中的作用, Takahashi (1976)^[6] 的数值模拟研究结果也支持这一看法,但他没有对巨盐核在积云云滴谱形成和展宽中的作用作进一步的研究。

由此可见,人们对巨盐核在积云云滴谱展宽中的作用,以及对大陆性积云和海洋性积云之间云滴谱差异的原因仍有许多不同的看法。因此,有必要对这些云物理学中的基本问题作进一步的研究。

本文主要是通过数值模拟方法,详细地考虑云的微物理过程,采用两种实测的盐核谱,模拟大陆性积云和海洋性积云在发展阶段中云滴谱的形成过程。探讨大陆性积云和海洋性积云云滴谱之间差异的根本原因。我们在下一篇论文¹⁾中还将探讨各种碰并过程

1986年6月7日收到,1986年12月19日收到修改稿。

1) 肖辉,徐华英,黄美元,1988年,积云中云滴谱形成的数值模拟研究(二)——各种碰并过程、大气层结等的作用,大气科学(待发表)。

对积云发展阶段中云滴谱形成的影响,以及不同大气层结条件和吸湿性盐核中的化学成分对积云中云滴谱分布的影响。

二、模 式

1. 基本模式

本文采用一维非定常柱状模式,基本结构与徐华英等(1983)^[7]相类似。根据研究的问题,在粒子浓度和含盐量的预报方程中加入云滴碰并过程,并对原模式中粒子凝结后各档粒子浓度和含盐量分配的计算方法、初边值条件以及差分计算方法等方面做了改进。

(1) 所有粒子按大小划分为 101 档 最小盐粒子半径为 $0.03125 \mu\text{m}$,最大粒子半径为 $3250 \mu\text{m}$,本文仍采用指数形式对粒子半径进行分档。根据粒子运动特征,将前 30 档粒子(半径 $R < 1 \mu\text{m}$)称为湿盐粒子,31 档以后的粒子($R \geq 1 \mu\text{m}$)称为云滴。本文不考虑湿盐粒子的碰并过程和云滴的破碎过程。

在各档云滴的浓度和含盐量随时间的变化过程中,考虑云滴末速度随高度的变化和云滴的随机碰并作用。第 J 档云滴浓度 $F(J)$ 的变化方程(含盐量 $M(J)$ 的变化方程与此类似)写成

$$\begin{aligned} \frac{\partial F(J)}{\partial t} = & -[W - V(J)] \frac{\partial F(J)}{\partial z} + \frac{2\alpha^2}{a} |W| [F_s(J) - F(J)] \\ & + \frac{2}{a} U_a [F(J) - F_s(J)] + \frac{F(J)}{\rho} W \frac{\partial \rho}{\partial z} + F(J) \frac{\partial V(J)}{\partial z} \\ & + \left[\frac{\partial F(J)}{\partial t} \right]_{cond} + \left[\frac{\partial F(J)}{\partial t} \right]_{coll} \end{aligned} \quad (1)$$

此方程比徐华英等(1983)^[7]相应的方程增加了右边第五项和第七项,它们分别为云滴末速度 $V(J)$ 随高度的变化项和随机碰并过程引起云滴浓度的变化项。这里云柱的定常半径 a 取 1000m ,湍流混合系数 α^2 取 0.1 。方程中其它物理参量和各项的意义与徐华英等(1983)^[7]相同。

(2) 云滴的随机碰并 方程(1)中右边最后一项由云滴随机碰并方程给出。

根据大家熟知的云滴随机碰并方程,将以质量 x 为参量的方程变换成用分档档数 J 表示的形式,可得

$$\begin{aligned} \frac{\partial F(J)}{\partial t} = & \int_1^{J-2} F(J') F(J_c) \frac{X(J)}{X(J_c)} K(J', J_c) dJ' \\ & - F(J) \int_1^{J-1} F(J') K(J', J) dJ' \end{aligned} \quad (2)$$

其中

$$J_c = J + \frac{2}{\ln 2} \ln [1 - 2^{(J'-J)/2}] \quad (3)$$

$K(J', J_c)$ 为碰并核

$$K(J', J_c) = \pi [R(J') + R(J_c)]^2 E(J', J_c) |V(J_c) - V(J')| \quad (4)$$

式中 $R(J)$, $x(J)$, $F(J)$ 和 $V(J)$ 分别为 J 档云滴的半径、质量、浓度和末速度, $E(J', J_c)$ 为 J' 档云滴和 J_c 档云滴的碰并效率, 积分上限 J_m 是 $F(J)$ 的数值大于 $2 \times 10^{-32} \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 中最小的一个对应的档数(取为整数)。

方程(2)的数值求解采用与 Berry 和 Reinhardt(1974)^[8] 相类似的计算方法。由于方程(2)中 J_c 一般不是整数, $F(J_c)$ 的值要用内插方法求得。本文采用四点 Lagrange 内插公式对 $F(J)$ 的对数进行插值, 并在滴谱的两端采用两点线性内插公式对 $F(J)$ 的对数进行插值。在计算方程(2)右边的两个积分时, 为了提高求积分的精度, 并考虑到积分上限是变化的, 首先将整个积分区间分成若干个子区间, 在每个子区间上使用低阶的 Newton-Cotes 型求积公式进行求积计算, 然后把计算结果相加起来。

(3) 重新分配 湿盐粒子或云滴经过凝结(或蒸发)之后, 各档粒子的半径改变了。为了求得还是按原来给定的粒子半径分档对应的浓度(或含盐量)需要将改变后的各档浓度重新分配到原定各档中。重新分配的方法是先计算改变后大于该档粒子半径的总浓度即累积浓度, 然后按对数半径线性插值方法求得按原定分档的累积浓度谱, 最后再用其相邻两档累积浓度求出各档的浓度。这种计算方法可以保证重新分配前后粒子总浓度(或含盐量)守恒, 以及含水量守恒。

(4) 云滴的末速度和碰并系数 这里采用 Pruppacher 和 Klett (1978)^[9] 给出的 $0.5-3500 \mu\text{m}$ 半径范围内随气压和温度而变的云滴末速度 (cm/s)。

云滴的重力碰撞效率取 de Almeida (1979)^[10] 给出的无湍流(即湍流能量耗散率 $\varepsilon = 0 \text{ cm}^2/\text{s}^3$) 情况下的值。在下一篇论文^[1]中, 我们还将利用 de Almeida (1979)^[10] 给出的 $\varepsilon = 1$ 和 $10 \text{ cm}^2/\text{s}^3$ 两种重力和湍流共同作用的碰撞效率, 以及云滴的电碰撞效率, 讨论各种碰并过程对云滴谱形成的影响。本文假设碰撞云滴间的并合效率为 1。

2. 初始条件和边界条件

(1) 初始条件 初始时云柱内各参量取环境值, 在云柱的下层给一个垂直速度和湿度的初始扰动, 即在 2000m 以下垂直速度扰动 W_0 取

$$W_0 = \Delta W \sin^2\left(\frac{\pi z}{2z_0}\right) \quad (5)$$

其中 $\Delta W = 1 \text{ m/s}$, $z_0 = 1000 \text{ m}$, 湿度扰动在 400—1200 m 云柱内取水汽饱和值。初始时的径向速度 u_0 由连续方程和 W_0 值得得。

(2) 边界条件 环境温度递减率在 800m 以下取 $\gamma_1 = 0.9^\circ\text{C}/100\text{m}$, 800—3000m 取 $\gamma_2 = 0.75^\circ\text{C}/100\text{m}$, 3000—4000m 取 $\gamma_3 = -0.45^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。环境相对湿度在地面取 $F_1 = 80\%$, 1200m 处取 $F_2 = 80\%$, 3000m 处取 $F_3 = 65\%$, 4000m 处取 $F_4 = 35\%$, 其间各高度上的相对湿度按线性内插给出。

(3) 盐核谱分布 本文假定所有凝结核均为吸湿性盐核, 其大小为半径大于 $0.03 \mu\text{m}$ 。除特殊说明外, 盐核的化学成分为 NaCl 。

海洋性盐核谱取自 Woodcock (1972)^[11] 见图 1 中曲线 III。核总浓度约为 55 cm^{-3} ,

1) 地面(即下边界)和上边界的垂直速度、径向速度均为零, 地面气压为 1000 hPa , 地面温度为 100 K , 上边界取恒温。

其中 $R \geq 1 \mu\text{m}$ 的核浓度为 0.135 cm^{-3} 。大陆盐核谱对 $R \geq 1 \mu\text{m}$ 段取自黄美元等 (1982)^[12] 在新安江地区观测的两个高度上的平均盐核谱, 见图 1 中曲线 I 和 II。考虑大

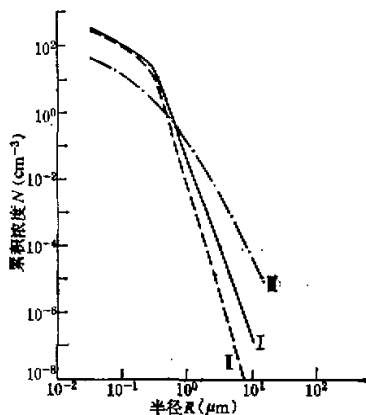


图 1 初始干盐核谱

- I: 0—200m 高度上大陆性干盐核谱
II: 200—4000m 高度上大陆性干盐核谱
III: 0—4000m 高度上海洋性干盐核谱

陆盐核总浓度比海洋上大以及小核浓度大的特点, 将 $R \geq 1 \mu\text{m}$ 段谱外延得到 $R < 1 \mu\text{m}$ 段谱, 见图 1 曲线 I 和 II。这两条盐核谱的总浓度约为 300 cm^{-3} , 其中 $R \geq 1 \mu\text{m}$ 的核浓度为 0.036 cm^{-3} (I 谱) 和 0.006 cm^{-3} (II 谱)。

3. 动力方程组的数值计算方法和求解过程

模式的垂直空间范围取 4km, 空间步长 200m, 共有 21 个网格点。动力学方程组数值计算的时间微分项用向前差分格式, 平流输送项用逆流差分格式, 云滴末速随高度变化项用中央差分格式, 连续方程中 $\frac{\partial(\rho W)}{\partial z}$ 项用“变形的”逆流差分格式。

方程组的求解过程类似于徐华英等 (1983)^[7], 为使计算稳定和节省计算时间, 对湿盐粒子 ($R < 1 \mu\text{m}$) 的凝结增长取时间步长 DT_1 为 0.05 s, 对云滴 ($R \geq 1 \mu\text{m}$) 的凝结增长取时间步长 DT_2 为 0.5 s, 即对湿盐粒子的凝结增长重复计算 10 次之后计算一次云滴的凝结增长。凝结后各档粒子的浓度和含盐量为每 2s 用对累积谱进行对数半径线性插值的方法计算一次重新分配, 之后计算云滴的随机碰并增长, 其时间步长 DT_3 为 2s。动力学方程计算的时间步长 DT_4 取 10s, 试验表明 DT_4 取 2s 或 10s 对积云宏微观参量均无显著影响, 因此 DT_4 取 10s 是可行的。

三、计算结果和分析

1. 积云的宏观特征和微观特征

图 2 给出了大陆盐核谱模拟的积云宏观特征参量随高度的分布。本文讨论积云发展前期云滴谱的形成, 因此只给出 15min 前的计算结果。用海洋性盐核谱模拟的积云在宏观特征上与大陆性积云无显著差异。

由图 2 可见, 云的中上部上升气流最强, 10min 时最大上升气流速度为 5m/s, 15min 时为 5.6m/s。含水量也在云的中上部最大, 10min 和 15min 时的最大值分别为 1.25 g/kg 和 1.51 g/kg。云的中下部有辐合气流, 入流速度在 1m/s 左右, 在云顶附近有较强的辐散气流, 速度可超过 5m/s。云内虚温较云外高 1℃ 左右。这些宏观参量的计算结果与国内外小积云的观测结果^[1,13,14] 基本一致, 本文模式计算是合理的。

图 3 给出了 15min 时积云各高度上的云滴谱。由图可见, 大陆性和海洋性云滴谱都

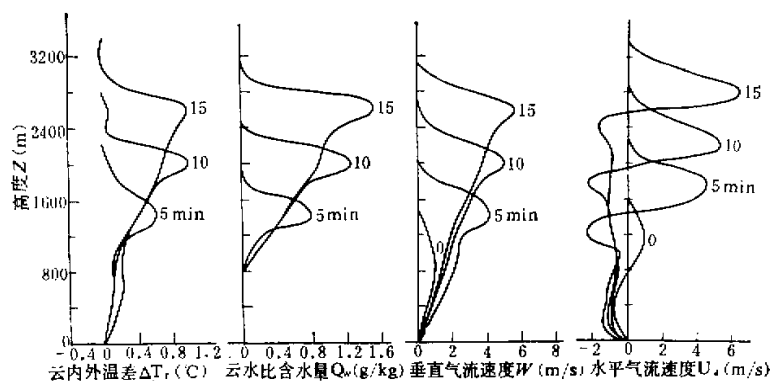


图2 大陆积云宏观特征参量随高度的分布

图中数字表示时间 (min)

是随高度变宽,峰值半径加大,峰值浓度减小,只是在云顶附近谱又变窄,这一特征与云的宏观参量随高度分布特征(见图2)一致。在上升气流速度和含水量大的地方,云滴谱也宽。因此,可用云中最宽云滴谱特征来表征某些积云的微结构的基本特征。

图3a、b中曲线E都有明显的双峰,可见无论大陆性或海洋性积云在云顶附近的云滴谱都有双峰。在第15min时,大陆积云的两个峰值半径分别位于 $4\mu\text{m}$ 和 $10\mu\text{m}$ 左右,海洋性云的第一峰值半径也在 $4\mu\text{m}$ 左右,第二峰值半径为 $15\mu\text{m}$ 。

从图2可见在出现双峰谱的高度上(15min时位于2800m)上升气流随高度减小,而水平气流速度达最大值,即有较强的辐散气流。在此辐散气流区,夹卷过程是云内向云外卷出云滴,而云外的干空气和盐核并不从侧向卷入云内,只有通过湍流过程少量进入云内,这样的流场结构有利于云内小云滴和盐核的凝结长大,因而出现了在 $4\mu\text{m}$ 左右的云滴浓度较大,同时虽然由于向云外的卷出过程使大于 $10\mu\text{m}$ 的云滴浓度减少一些,但仍保持原来的分布和峰值,因此呈现出双峰谱分布。徐华英等^[7]指出无盐核侧向夹卷时凝结过程形成双峰谱,与这里在云上部非卷入区出现双峰谱有相似之处。因此,可以认为出现双峰谱与夹卷过程有关。在云顶附近出现双峰型滴谱这一模拟结果,与Warner (1969)^[13]的观测事实相符。

模式云中云滴浓度的结果是,在第15min时1200m高度上,大陆性积云中半径大于 $20\mu\text{m}$ 的大云滴浓度为 0.07cm^{-3} ,占总浓度的0.03%,在海洋性积云中相应值为 1.7cm^{-3} 和3.3%;在同一时刻2600m高度上,大陆积云中有 4cm^{-3} (1.5%)的云滴半径大于 $20\mu\text{m}$,半径大于 $40\mu\text{m}$ 的云滴浓度也有 $6.4 \times 10^{-3}\text{cm}^{-3}$,在海洋性积云中有 12.6cm^{-3} (30%)的云滴半径大于 $20\mu\text{m}$,有 0.5cm^{-3} (1%)的云滴半径大于 $40\mu\text{m}$ 。这些大云滴浓度的数值与顾震潮等(1962)^[16]、黄美元(1963)^[14]等的观测值相一致。

在雨滴浓度方面,本模式计算的结果是,在积云发展到第15min时, $R \geq 100\mu\text{m}$ 的雨滴浓度为 10^{-4}m^{-3} (大陆性积云)和 $10^3\text{--}10^4\text{m}^{-3}$ (海洋性积云),可见模拟的海洋性积云的雨滴浓度与观测值一致,而模拟的大陆积云的雨滴谱浓度要比观测值小2—3个量级,这

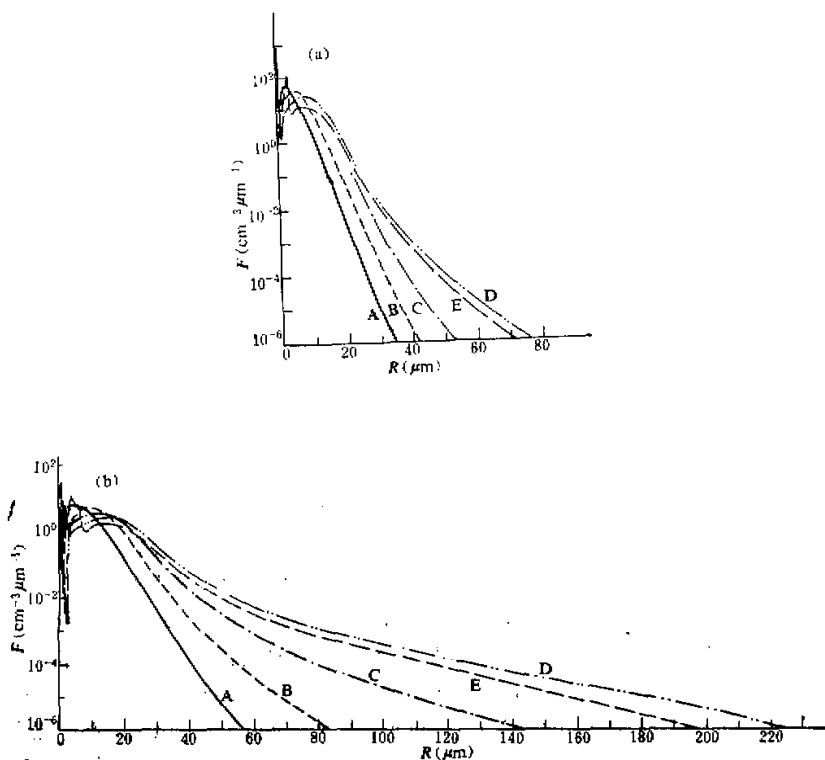


图3 积云中各高度上的云滴谱分布

(a) 大陆性积云 (15min) (b) 海洋性积云 (15min)

曲线上标记 A, B, C, D 和 E 分别表示 1000m, 1400m, 2000m, 2600m 和 2800m
高度上的云滴谱(云底位于 800m)

可能是由于模拟的积云为发展前期,大量雨滴尚未形成。

2. 盐核浓度对大云滴形成的影响

为了探讨盐核浓度对积云发展阶段大云滴形成的影响,我们选用八种不同的初始盐核谱,在相同的环境大气层结条件下进行计算。

(1) 不同浓度的初始盐核谱 将大陆性核谱(图1中曲线 I, II)作为基本核谱(No.1.1),将此基本核谱的各种大小核的浓度都乘以 $1/2$, $1/5.5$, $1/11$ 和 $1/30$, 得到派生谱 No. 1.2、No. 1.3、No. 1.4 和 No. 1.5。这五种核谱具有相同的谱型但核总浓度依次减小。图4和表1给出了这五种浓度核谱模拟的积云中最大含水量所在高度上的云滴谱和云滴各参量。由图4和表1可见,随着盐核总浓度减小云滴总浓度也减小,而云滴谱却迅速展宽,半径 $R \geq 40\mu\text{m}$ 的大云滴浓度增大,云含水量增加。可见盐核总浓度小有利于大云滴的形成、云滴谱展宽和含水量增加。

由表1还可见,一般盐核浓度小的云含水量大,但 15min 时 No. 1.5 云含水量却比

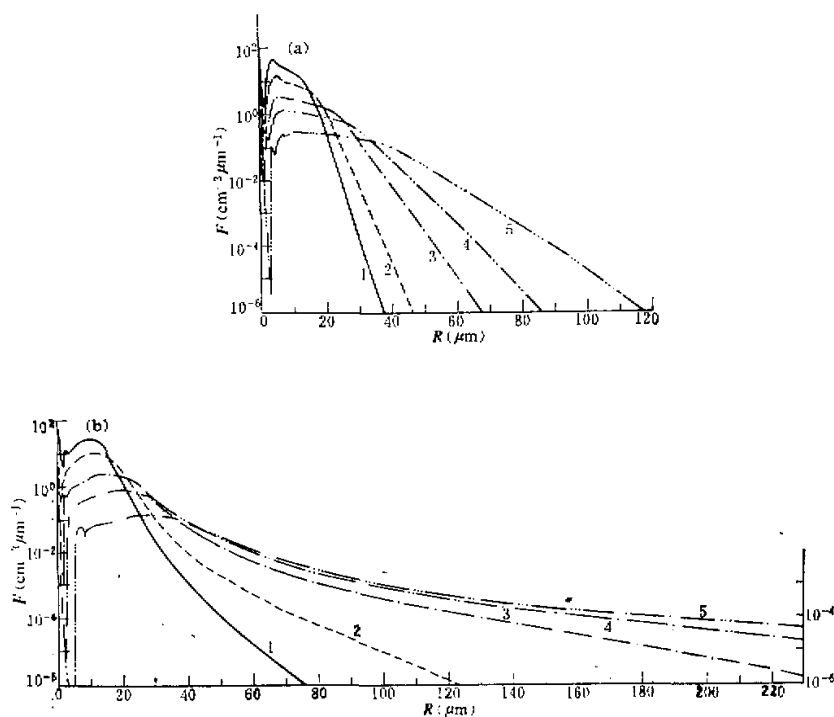


图4 不同浓度的大陆性盐核谱模拟的积云云滴谱

(a) 5min, 1400m 高度 (b) 15min, 2600m 高度

图中曲线 1, 2, 3, 4, 5 分别代表用大陆性盐核谱, $1/2$, $1/5.5$, $1/11$, $1/30$ 浓度的大陆性盐核谱模拟的结果

No.1.4 云小, 可见盐核总浓度太小也不利于云含水量的增加。要得到含水量大且云滴谱宽, 初始盐核谱的总浓度有一个恰当的值, 在以上层结条件下, 浓度 27cm^{-3} 左右比较合适。

此外, 还用海洋盐核谱(图 1 中曲线 III) 作为基本核谱 (No. 2.1), 并将其浓度分别乘以 $1/2$ 和 $1/5.5$, 得到派生谱 No. 2.2 和 No. 2.3。图 5 和表 1 给出了这三种浓度核谱模拟的积云中最大含水量所在高度上的云滴谱和云滴各参量。由图 5 和表 1 同样可以得到上面用大陆性盐核谱相同的结论, 就不在此一一讨论了。

(2) 相同浓度但谱型不同的初始盐核谱 为了探讨大陆性积云和海洋性积云云滴谱差异的根本原因, 我们分别将核浓度相近的两种谱型 No. 1.3 与 No. 2.1; No. 1.4 与 No. 2.2 以及 No. 1.5 与 No. 2.3 模拟的云滴谱结果进行比较(见图 4, 5 及表 1)。可以得到一个很有趣的结果, 就是尽管初始盐核谱型不同, 只要总浓度相近, 在相同的大气层结条件下形成的云滴谱除了 $R < 5\mu\text{m}$ 段有些小差别外, 是相当一致的, 且含水量也非常接近。这一结果说明了许多实际观测到的大陆性和海洋性积云云滴谱之间的差异, 主要是由于形成这两种积云的盐核总浓度不同所致。这一结果同时也说明了大陆性积云的云滴总浓度大和云滴平均半径小是由于形成这种积云的盐核总浓度大造成的, 而不是如

表 1 不同浓度核谱模拟的云中最大含水量所在高度上云滴各参量

No.	时间 (min)	0				5				10				15			
		项目 核谱类型	总核总浓度 (cm^{-3})	$R \geq 40 \mu\text{m}$ 的云滴浓度 (cm^{-3})	云滴总浓度 (cm^{-3})	含水量 (g/kg)	高度 (m)	$R \geq 40 \mu\text{m}$ 的云滴浓度 (cm^{-3})	云滴总浓度 (cm^{-3})	含水量 (g/kg)	高度 (m)	$R \geq 40 \mu\text{m}$ 的云滴浓度 (cm^{-3})	云滴总浓度 (cm^{-3})	含水量 (g/kg)	高度 (m)		
1.1	大陆性盐核谱	297.9	4.420×10^{-7}	280.419	0.774	1400	9.330×10^{-4}	269.292	1.245	2000	6.388×10^{-3}	262.034	1.509	2600			
1.2	$\frac{1}{2}$ 浓度大陆性核谱	148.9	1.467×10^{-4}	139.273	0.776	1400	3.048×10^{-3}	133.717	1.252	2000	8.071×10^{-2}	129.545	1.514	2600			
1.3	$\frac{1}{5.5}$ 浓度大陆性核谱	54.2	3.883×10^{-5}	50.931	0.783	1400	0.364	45.575	1.273	2000	0.539	40.612	1.555	2600			
1.4	$\frac{1}{11}$ 浓度大陆性核谱	27.2	0.290	25.086	0.793	1400	0.739	20.304	1.297	2000	0.906	16.210	1.613	2600			
1.5	$\frac{1}{30}$ 浓度大陆性核谱	9.9	1.039	8.626	0.802	1400	1.150	5.935	1.314	2000	0.959	4.028	1.565	2600			
2.1	海洋性盐核谱	55.7	3.630×10^{-3}	51.563	0.784	1400	0.349	46.841	1.272	2000	0.515	41.916	1.550	2600			
2.2	$\frac{1}{2}$ 浓度海洋性核谱	27.9	0.270	25.405	0.793	1400	0.722	20.970	1.296	2000	0.898	16.807	1.611	2600			
2.3	$\frac{1}{5.5}$ 浓度海洋性核谱	10.1	1.030	8.756	0.802	1400	1.151	6.028	1.314	2000	0.962	4.112	1.569	2600			

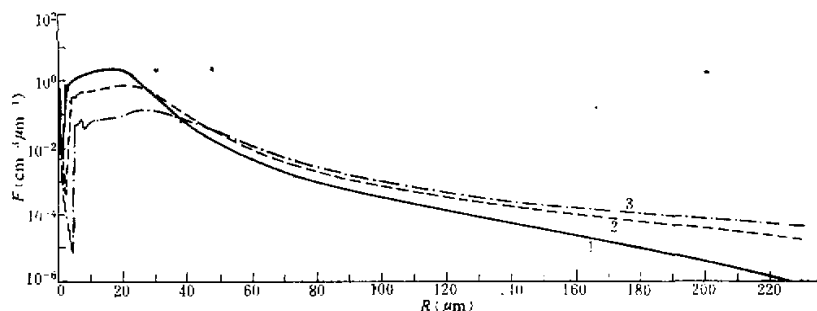


图5 不同浓度海洋性盐核谱模拟的云滴谱(15min, 2600m 高度)

图中曲线 1, 2, 3 分别代表海洋性盐核谱, $1/2$, $1/5.5$ 浓度的海洋性盐核谱模拟的结果

Mason (1971)^[1] 指出的大陆上空缺少足够浓度巨盐核的缘故。这个结论可以澄清多年来在云物理学中对这个问题含糊不清和有争议的看法。

具有相同浓度但谱型不同的盐核在积云中形成基本相同的云滴谱的原因, 可以解释如下: 尽管盐核的凝结增长率随核质量而变, 但单个盐核通过凝结过程在几分钟内形成的水滴大小只与环境的过饱和度有关, 而与核质量关系不大 (见 Prupacher 和 Klett 1978^[9], 图 13-2)。因此, 具有相同浓度但谱型不同的盐核在积云模式中通过凝结过程形成的云滴谱差异也很小, 我们进行了计算, 这里就不列出了。当同时考虑随机重力碰并过程后, 较大的云滴还可以通过碰并过程形成, 因此, 不同谱型盐核形成云滴谱之间的差异就更小了。

四、小 结

根据以上分析和讨论, 可以得到以下几点结论:

(1) 用实测盐核谱在积云模式中模拟出大陆性积云和海洋性积云的宏观和微观特征, 而且计算结果与观测基本一致。

(2) 在云中云滴的总浓度随高度变化不大, 但大云滴浓度在云的中下层随高度加大, 在云的中上部达到最大值, 在云顶附近又减少。

(3) 在云顶附近的云滴谱具有明显的双峰谱特征, 这与该高度上云内外夹卷特征有关。

(4) 盐核总浓度小时 (如在海洋上), 云中云滴浓度也小, 而云滴谱宽且大云滴浓度大。

(5) 具有相同浓度但谱型不同的盐核谱形成基本相同的云滴谱。大陆性积云和海洋性积云云滴谱之间的差异, 主要是由于形成这两种积云的盐核浓度不同所致, 而不是由于以前人们所指出的巨盐核多少的缘故。

参 考 文 献

- [1] Mason, B. J., 1971, The Physics of Clouds, 139, and 92—121, 2nd ed., Oxford University Press.

- [2] Johnson, D. B., 1978, Giant nuclei and warm rain initiation, Preprints—Conference on Cloud Physics and Atmospheric Electricity, Issaquah, Washington, 31—34.
- [3] Hindman, E. E., II and P. V. Hobbs, 1974, Modifications to the microstructure of warm clouds by cloud condensation nuclei from paper mills: A numerical study, Preprints—4th Conf. Wea. Mod., AMS, Boston, 401—404.
- [4] Hindman, E. E., II, 1976, Cloud condensation nucleus size distributions and their effects on cloud droplet size distributions, Preprints—International Conference on Cloud Physics, American Meteorological Society, Boulder, Colorado, 9—12.
- [5] Woodcock, A. H., R. A. Duce and J. L. Moyers, 1971, Salt particles and rain drops in Hawaii, *J. Atmos. Sci.*, **28**(7), 1252—1257.
- [6] Takahashi, T., 1976, Warm rain, giant nuclei and chemical balance—A numerical Model, *J. Atmos. Sci.*, **33**(2), 269—286.
- [7] 徐华英、黄培强、黄美元和郝京甫, 1983, 积云中云滴群凝结增长的数值模拟, *大气科学*, **7**(3), 249—259.
- [8] Berry, E. X. and Reinhardt, R. L., 1974, An analysis of cloud drop growth by collection: Part I, Double distributions, *J. Atmos. Sci.*, **31**(7), 1814—1824.
- [9] Pruppacher, H. R. and Klett, J. D., 1978, Microphysics of Clouds and Precipitation, 305—328 and 421, D. Reidel Publishing Company.
- [10] de Almeida, F. C., 1979, The collisional problem of cloud droplets moving in a turbulent environment — Part II. Turbulent collision efficiencies, *J. Atmos. Sci.*, **36**(8), 1564—1576.
- [11] Woodcock, A. H., 1972, Smaller salt particles in oceanic air and bubble behavior in the sea, *J. Geophys. Res.*, **77**(27), 5316—5321.
- [12] 黄美元、何珍珍和沈志来, 1982, 新安江流域上空云内外巨盐核的分布, *大气科学*, **6**(3), 301—307.
- [13] 顾展潮, 1980, 云雾降水物理基础, 9—20, 科学出版社.
- [14] Хуан, Мэй-Юань (黄美元), 1963, Микроструктура Кучевых облаков, *Изв. АН СССР, Сер. Геофиз.*, No. 2, 362—376.
- [15] Warner, J., 1969, The microstructure of cumulus cloud. Part I. General features of the droplet spectrum, *J. Atmos. Sci.*, **26**(5), 1049—1059.
- [16] 顾展潮等, 1962, 我国云雾降水物理特征问题, 1—21 和 47—63, 科学出版社.