

积云形成暖雨的条件*

胡志晋

(中央气象局气象科学研究所人工影响天气研究所)

提 要

本文用积云暖雨模式,计算了不同云底温度、升速和微结构特征条件下,积云通过暖雨过程形成降雨所需要的云厚。计算结果同我国江西九江及世界不同地区的积云降水云厚实测资料相比相当一致。世界上一些有资料地区积云降水云厚的差别很大,按本文计算结果,升速往往起着主要的作用,其次是微结构特征和云底温度。文中用在九江观测到的积云升速和降水资料,得出了云体升速和积云降水云厚的关系,同本文计算结果大致符合。

一、引 言

一块积云能不能产生降水,主要由哪些因子决定,这是积云降水物理学的一个核心问题,也是人工降水研究必须了解的问题。

我们1963—1965年,在江西九江对夏季积云进行了系统的宏观观测。用双经纬仪、序列照相、目测素描以及无线电探空,对679块积云的云状、云顶高度、温度、云体宽度、云顶上升速度、生命时间、降水时间及其部位,冰晶化时间和高度等积云参数进行了观测。我们分析了云顶高度(厚度)、云顶温度、云宽、升速和生命时间同积云降雨机率的关系。所谓降雨机率是指在某种条件下(如云厚为5—6公里),降雨(包括雨幡)云数占全部观测云数的百分比。观测统计结果如图(1—4)。看来,云体越高(越

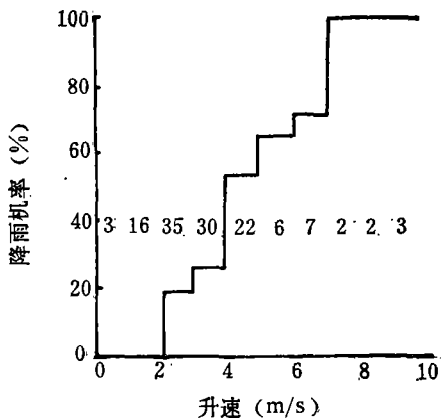


图1 不同云顶升速的积云的降雨机率
(图中各分级上的数字是观测的积云云块数,下同)

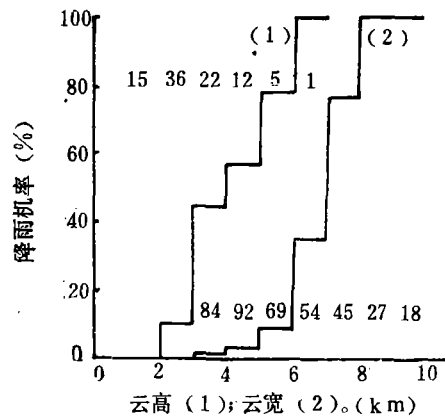


图2 不同云高、云宽的积云的降雨机率
图中标注(1)改为(2), (2)改为(1)

* 本文于1979年3月5日收到。

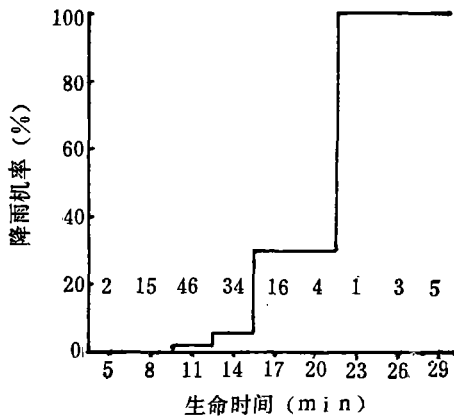


图 3 不同生命时间的积云的降雨机率

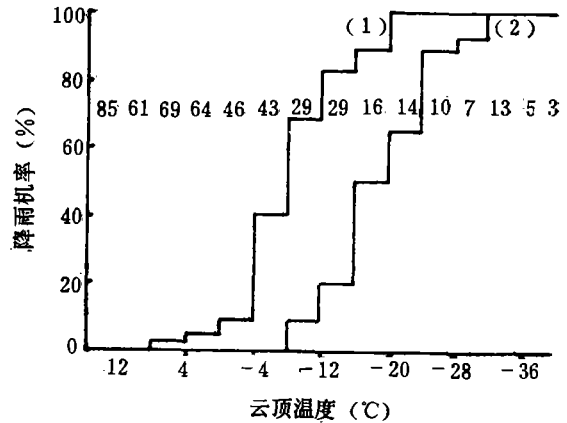


图 4 不同云顶温度的积云的降雨机率 (1) 和积雨云出现的机率 (2)

厚) 云顶温度越低, 云体越宽、升速越大、生命时间越长, 其相应的降雨机率越高。但是, 这些因子之间有着密切的相关, 单从图 (1—4) 还无法了解各个因子同降水机率的关系。

世界各地很多观测结果都表明, 积云降雨机率同云厚有密切关系。但是各地之间有着显著的差别。如以降雨机率为 50% 的积云云厚来说, 江西为 5.7 公里, 波多黎各海洋上的积云只有 2.5 公里, 相差达一倍以上。究竟是那些因子造成了各地各类积云降雨机率的差异? 又是那些因子在积云形成降雨的过程中起主要作用?

这个问题必须联系到积云降雨的微物理过程来考察。Bowen、Ludlam^[1]、Mac-Greedy 等^[2], 曾用凝结—连续碰并增长的模式计算过积云中不同升速和含水量 (或云底温度) 条件下, 单滴增长的轨迹, 得出形成降水所需的云厚和生命时间。由于他们所作的一些假定, 如云底有半径为 20—40 微米的大滴、云中为绝热含水量等, 不符合实测结果, 连续碰并模式低估了初期降水元的形成过程。所以, 这些理论工作虽然正确地指出了积云形成降水所需的临界云厚同升速、含水量、云底滴谱的定性关系, 但未能获得定量的指标。Battan 等^[3] (1956) 曾注意到波多黎各、美国中部和新墨西哥三个地方积云降雨条件的差异: 它们降水机率为 20% 的云厚分别为 1.8、3.0 和 4.0 公里。联系到三个地方云底高度依次增大, 指出产生这一现象的原因是三个地方大陆性气候的逐地增强。Squires^[4] (1958) 进一步指出大陆性积云和海洋性积云的微结构差异: 前者云滴浓度大, 谱窄, 不易产生大滴; 后者云滴浓度小, 谱宽, 容易形成降水。归纳起来, 过去的研究已经定性地指出了影响积云产生降水的主要因子为云厚、升速、云底滴谱、含水量等, 但没有提出定量的符合实测结果的形成降雨的指标。

二、模 式

我们在江西九江观测了 293 块积云的发展过程, 典型的如图 5 所示。积云发展早期升速很慢; 中期升速较快, 它是形成降雨的主要阶段。积云发展到降水或消散的整个过程很快, 近似热泡模式。含有云滴的云泡, 从云底开始以一定速度向上发展, 最后降水

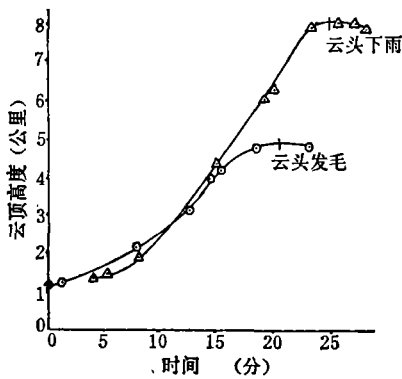


图 5 积云发展过程的两个观测例子

● 为一块不降水液积云的云顶实测值；
△ 为一块降水液积云的云顶实测值

通过碰并云滴而增长。根据 Berry^[9,10] 的随机重力碰并数值模拟计算的结果，第一阶段所需的时间(T_1)为

$$T_1 = \left[2 + \frac{0.0266}{m} \frac{N_b}{D_b} \right] \frac{1}{m} \quad (2)$$

式中 N_b 、 D_b 为云底初始滴谱的浓度和直径的相对离散度。 T_1 的单位是分钟。第二阶段的平均云雨转化率我们取

$$-\frac{dm}{dt} = m \left[\left(6 + \frac{0.0200}{m} \frac{N_b}{D_b} \right) \times \frac{1}{m} \right]^{-1} \quad (3)$$

式(3)中云雨转化过程的弛豫时间同 T_1 的函数形式相同，数值接近。所以，我们取云中产生一定数量的雨滴、形成降雨所需的全部时间(两个阶段之和)为

$$T = K \cdot T_1 = K \cdot \left(2 + \frac{0.0266}{m} \frac{N_b}{D_b} \right) \cdot \frac{1}{m} \quad (4)$$

式中 K 为大于 1 的系数。

由于含水量在积云发展过程中是不断改变的，式(4)不能直接用来计算成雨的时间及云厚。我们采用“累计酝酿过程”的概念，即从云底开始积分，若 $\int_0^{T_0} \frac{dt}{T_1} = \int_0^{H_T} \frac{dH}{W \cdot T_1} = 1$ 即认为在 $t = T_0$ 、 $H = H_T$ 处完成了酝酿过程。降水云厚(H_P)为

$$H_P = K \cdot H_T \quad (5)$$

$$\int_0^{H_T} \frac{dH}{W \cdot T_1} = 1 \quad (6)$$

我们取积云云泡升速(W)为常数，这对积云发展的中期是比较符合实际的，但对发展早期则不适合。由于积云发展早期的含水量很小， T_1 值很大， $\frac{\Delta H}{W \cdot T_1} \ll 1$ ，它对成雨过程的贡献很小，所以取升速为常量，对于计算降雨云厚的结果，误差不大。

根据各地对积云微结构的观测结果，波多黎各等地为海洋性积云， N_b 和 D_b 的典型值取 100 cm^{-3} 和 0.25；江西九江等地为大陆性积云， N_b 和 D_b 的典型值取 300 cm^{-3} 和 0.25。这样，

或消散。在此过程中，云的含水量随高度的增加凝结增多。考虑到夹卷作用，平均含水量应比绝热含水量为小。根据 Warner^[5]，Хргиан^[6] 等人综合的观测结果以及湖南省用飞机观测的结果^[7]，积云的含水量可近似地取

$$m = 0.5 \times Q_a \quad (1)$$

式中 m 为含水量； Q_a 为绝热含水量。

在这样的云泡中，云滴形成雨滴的过程，我们认为可以分成两个阶段^[8]：第一是酝酿阶段(时间 $t < T_1$)，云滴谱通过随机碰并等过程不断拓宽，但还没有产生半径大于 100 微米的雨滴；第二是云雨转化阶段，云滴群以一定速率产生雨滴，雨滴同时

$$\text{对于海洋云: } T_1 = \frac{1}{m} \left(2 + \frac{10.6}{m} \right) \quad (7)$$

$$\text{对于大陆云: } T_1 = \frac{1}{m} \left(2 + \frac{32}{m} \right) \quad (8)$$

应该指出,这里所说的大陆性是指积云云底初始滴谱特征或气团云核谱特征。Squires^[11]提到气团这种特性的演变规律。列宁格勒、巴勒斯坦虽然濒临内海,但其积云滴谱仍为大陆性。这同气团在内海海面停留的时间有关。

根据积云的平均升速、云底温度和微结构属性,按式(1)、(5)、(6)、(7)、(8)计算其降水云厚,这是积云最初形成降水的厚度。如果积云发展的最大厚度小于此值,积云就来不及形成降水;如果积云发展的最大厚度大于或等于此值,积云就有降水。所以用模式计算的降水所形成的云厚,实际上就是积云形成降水(或有无降水)的临界厚度。

三、计算结果同各地实测值的对比

我们把江西九江和国外已经发表的降水积云的观测资料^[2-4,12-18]综合列于表1。我们取降水机率为50%的积云云厚作为降水临界厚度。由于在各地,各种因子的值相

表1 各地降雨积云的特征值

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	
地 名	新墨西哥	美国中部	江西九江	乌克兰	列宁格勒	波多黎各	夏 威 夷		
							海洋积云	地形积云	
纬 度 °N	35	40	30	50	60	20	20	20	
微结构特性	大陆性	大陆性	大陆性	大陆性	大陆性	海洋性	海洋性	海洋性	
平均云底高 km	3.6	1.6	1.3	1.7	0.9	0.5	0.6	0.6	
平均云底温度 °C	7	14	21	8.5	8.8	21	20	20	
平 均 升 速	云顶 m/s	(3.0)	3.8	4.5	1.5 ¹⁾	1.0	(1.3)	1.0	0.25 ³⁾
	回波 m/s	4.0	5.1				1.85		
降 水 机 率 为 50% 的 积 云	云顶高 km	8.7	7.5	7.0	6.0		3.0	2.4	2.1
	云顶温 °C	-24	-18	-8	-17	-10	8	7	9
	云厚 km	5.1	5.9	5.7	4.3	3.5 ²⁾	2.5	1.8	1.5
计 算 结 果	H_T km	3.6	3.4	3.3	2.4	2.1	1.4	1.2	0.8
	H_p km	6.2	5.8	5.6	4.2	3.6	2.4	2.0	1.4

表中 1) 升速值为云内垂直阵风平均速度的观测值中值。

2) 云厚为降雨回波厚度观测的中值。

3) 升速值是根据风速和地形坡度推算的。

差很大,所以降水临界厚度相差也很大。利用这样的资料便于验证本文模式。但是这些资料的观测方法、数量、精度等都有很大差别,在表1中作了一些说明。为了使它们能够相互比较,我们对有的资料作了一些订正。如表中升速有的是云顶升速,有的是回波顶升速。我们根据美国中部的观测结果,将回波升速按比例换算成云顶升速,加上括弧

列于表 1。计算中均取云顶升速值。

我们以 500 m 为一层($\Delta H=500$ m)，逐层算出平均含水量 $\bar{m}=\frac{1}{2}\bar{Q}_a$ 和相应的 T_1 值，直到 $\sum \frac{500}{W \cdot T_1} \geq 1$ 为止。在最高一层内插得出 $\sum \frac{500}{W \cdot T_1}=1$ 所在的高度 H_T ，精确到 0.1 km。根据各地云底温度和云顶升速的平均值计算得出的 H_T 值，同各地实测的降水临界厚度进行对比，结果列于表 1 和图 6。看来，除新墨西哥一地外，其余七点的线性相关很好，得出的方程为

$$H_P=1.71 \cdot H_T \tag{9}$$

用式(9)算出的 H_P 值同实测云厚的平方平均离差为 0.14 km，即 4%。说明本文模式同实测相当符合。新墨西哥的情况比较特殊。(图 6 第 1 点)。该地按模式计算的降水临界云厚为 6.3 km，相应温度约为 -31°C 。实测的降水机率为 50%，其积云云厚为 5.1 km，相应的温度为 -24°C 。在这种温度下，冷雨过程(冰晶凝华、撞冻过程)对降水形成的作用已经不能忽视。本文的暖雨模式就不能适用。Battan 等人(1956)^[3]在比较新墨西哥、美国中部和波多黎各三地积云降水特点时采用的是降水机率为 20% 的积云云厚。三地相应的为 4.0, 3.0 和 1.8 km，云顶温度相应为 -16°C , -1°C , 和 12°C 。对于这类积云的降水形成过程，冷雨机制的作用不大，三地降水云厚的顺序就同本文暖雨模式计算的一致。当我们比较 50% 降水的积云云厚时，新墨西哥积云的云顶温度很低，估计有一部分积云已经首先通过冷雨机制形成降水。这样其临界云厚就比暖雨模式计算的低，比美国中部的也低。本文的暖雨模式就不能适用。

除新墨西哥以外，其余七个地区的 50% 降水机率的积云云厚实测值，同本文暖雨模式计算的结果一致，说明在这些地区积云形成降水的过程中，暖雨机制(凝结、碰并机制)是主要的。这同 Battan (1953)^[17] 和 Котлов(1960)^[12] 对美国俄亥俄州和苏联列宁格勒的积云初始雷达回波观测结果是一致的。

四、暖雨过程形成降水的条件

我们对各种云底温度和升速下的暖雨过程形成降雨所需临界云厚 H_p 进行了计算，如图 7。在该图中，甲为大陆积云($\frac{N_b}{D_b}=1200$)；乙为海洋积云($\frac{N_b}{D_b}=400$)。从图 7 可以内插得出各种条件下，积云形成暖雨的临界云厚。

从图 7 可见：(1) 升速对降水云厚的影响很大。在相同条件下，升速为 5 m/s 的降水云厚约为 1 m/s 的 2 倍。云底温度越低，升速影响越显著；(2) 微结构特征不同，对降水也有明显的影响。大陆性积云的降水云厚比海洋性积云大得多。当 $\frac{N_b}{D_b}$ 值增大 2 倍

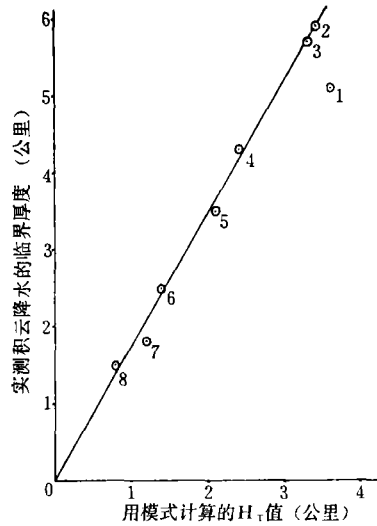
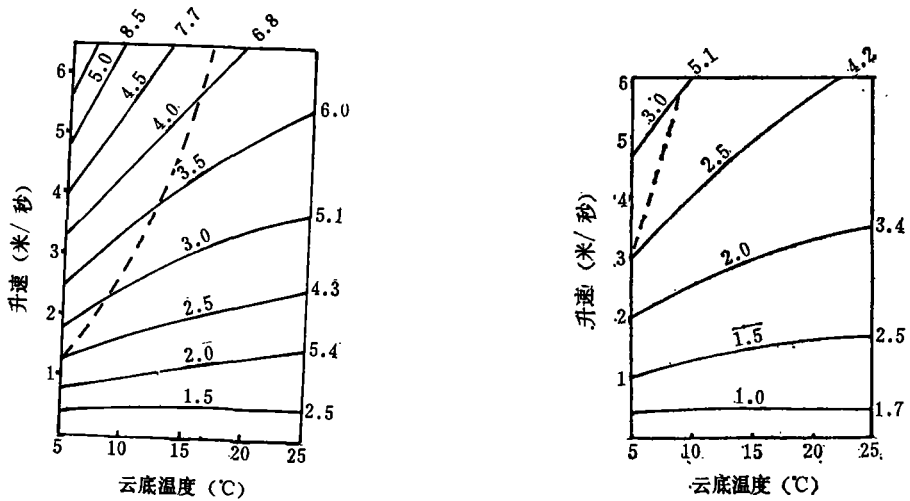


图 6 积云降水实测临界云厚和用模式计算的 H_T 值的关系



甲、大陆性积云 (标值5.4应为3.4)

乙、海洋性积云

图 7 各种升速和云底温度下的降水临界云厚

- (1) 实线为等降水云厚线，云厚值注在框外，单位是公里。线上是 H_T 值。
- (2) 虚线为 -20°C 线。虚线左边温度低于 -20°C ，需考虑冷雨过程。

时，降水云厚增大 50%；(3) 云底温度对降水云厚也有影响。云底温度越低，降水云厚越大。升速大时，它的作用更明显。

关于各地降水云厚不同的原因，过去有人讨论过。我们用图 7 来定量分析一下各种因子所起的作用。江西和波多黎各的云底温度相同，降水云厚比为 2.3 倍。按图 7 分析，

微结构不同造成的差异为 1.4 倍，升速造成的差异为 1.65 倍。江西和列宁格勒都是大陆积云，降水云厚比为 1.6 倍，升速造成的差异为 1.9 倍。云底温度使江西的降水云厚应比列宁格勒的为小，按图 7 为 0.8 倍。美国中部和波多黎各相比，降水云厚之比为 2.4 倍，其中微结构不同造成的差异为 1.4 倍，升速不同造成的差异为 1.55 倍，云底温度不同造成的差异为 1.1 倍。所以，各地降水云厚的差异不能单纯归之于微结构特征的不同，升速往往是更为重要的原因，云底温度也有一定影响。

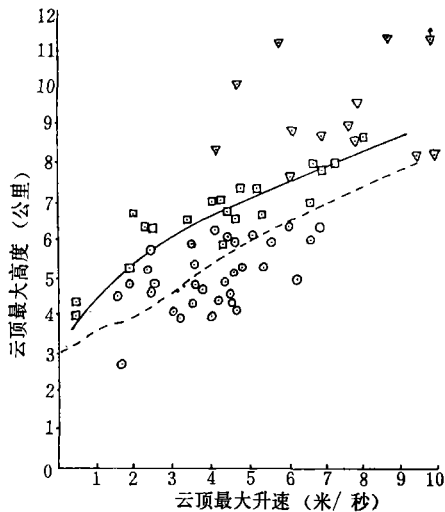


图 8 云顶最大高度、升速同积云降水的关系

图中 \odot 为无降水积云， \square 为降水积云， ∇ 为积云的实测结果。

实线为用本文模式计算的结果；虚线为 Mac-Cready 模式计算的结果。

五、不同升速的积云所具有的降水云厚

理论研究早就指出，升速大的积云，其形成降水所要求的临界云厚也比较大。但在实测验证方面报导较少。在图 8 中列有我们在江西九江观测到的各块积云云顶的最大升速和云顶

高度。从积云是否降水的分界高度看，积云升速大的降水云顶，其分界高度的确要高些。叶雨水曾经用 Mac-Greedy 的模式进行计算，将所得的结果^[2]同实测的结果对比，(图 8 中以虚线表示)。我们取本文模式计算的结果以实线在图 8 中表出。看来，对于最大升速小于 5 米/秒的积云，本模式同实测的结果相当符合，对于更大的升速，用本模式算得的值似乎偏大。我们必须指出：(1) 图 8 的升速是该云观测到的最大升速值，不是理论计算用的平均值；(2) 图 8 中没有包括那些没有观测到升速的积云。根据图 2 中近 400 块积云的观测结果，云顶高于 7 km 的有 20% 没有降雨(7 块积云)；而在图 8 中，云顶高于 6.5 km 的已经全部降雨了。因此，我们认为江西九江的实测结果基本上同本文模式相符。

六、结 语

本文研究了积云的宏、微观特征量达到什么界限就可以通过暖雨过程形成降水，结果同实测的基本相符。在人工降水试验中，可以应用本文提出的指标来检验催化作业是否激发了积云降雨、提高了降雨机率；还可以进一步研究各种条件下采用何种催化剂能够提高降雨机率。这对于研究我国积云人工降水的原理和效果都是有意义的。

参 考 文 献

- [1] B. J. Mason, The Physics of clouds, 中译本, 云物理学, p. p. 300—341 (1971).
- [2] Mac-Greedy, Smith, Todd 等, Nuclei, Cumulus and seedability studies. "Final Report of the Advisory Committee on Weather Control" v. II, Part II, Cumulus studies, p. 146 (1958).
- [3] L. J. Battan, A study of convective precipitation based on cloud and radar observations, *J. Meteor.*, **13** (1956), 587.
- [4] P. Squires, The microstructure and colloidal stability of warm clouds, *Tellus*, **10** (1958), 256, 262.
- [5] Warner, On steady-state one-dimensional models of cumulus convection, *J. Atm. Sci.*, **27** (1970), 1035—1040.
- [6] Хргиан 等, Физика облаков, (1962).
- [7] 湖南地区夏季对流云微结构特征, 全国人工降水防雹座谈会汇编, (1972), 201 页。
- [8] 胡志晋、蔡利栋, 积云暖雨过程及其盐粉催化的参数化数值模拟, 大气科学, (待发表)。
- [9] E. X. Berry, Cloud droplet growth by collection, *J. Atm. Sci.*, **24**, (1967), 688—701.
- [10] E. X. Berry, Modification of the warm rain process, Proc. First Nat. Conf. on Wea. Mod. Amer. Meteor. Soc., Albany, New York, 81—85, (1968).
- [11] P. Squires, The Physics of Precipitation formation and modification, WMO Precipitation Enhancement Project Report №2, Position Papers used in the preparation of the plan for PER., WMO, Geneva, p. 1—7, (1976).
- [12] Котов, Радиолокационные характеристики ливни и гроз, *Труды ГГО*, **102** (1960), стр. 63—93.
- [13] Селезнёва, О границах и вертикальной мощности конвективных облаков, *Труды ГГО*, **93** (1959), стр. 1—20.
- [14] Войт, Корниенко, Хусид, Некоторые результаты исследования Динамической структуры кучевых облаков, *Труды Украин. Научноисслед. Гидрометеор. Инстит.*, вып. **82**, стр. 92.
- [15] Войт, Корниенко, Хусид, Некоторые особенности процесса образования осадков в кучевых облаках, *ibid.*, вып. **118**, стр. 61.
- [16] Корниенко, Оценка возможности увеличения осадков из кучевых облаков воздействием с твёрдым углекислотом, *ibid.*, вып. **92**, стр. 72.
- [17] L. J. Battan, Observations on the formation and spread of precipitation in convective clouds, *J. Meteor.*, **10**, p. 311.
- [18] L. J. Battan, Radar Meteorology, (1959)

ON THE CONDITIONS OF WARM RAIN FORMATION IN CUMULUS CLOUDS

Hu Zhi-jin

*(Academy of Meteorological Science, Central
Meteorological Service)*

Abstract

The heights of rain formation in cumulus clouds with various vertical velocities, microstructures and cloud base temperatures are calculated, using a warm-rain formation model. The calculated results agree fairly with the observed heights of the cumulus clouds with 50% probability of raining in many regions in the world. It is found that the rain formation heights differ appreciably and depend mainly upon the vertical velocity and to less degree on microstructure and cloud base temperature.