

自然云中冰晶生成的核化过程及雪

晶对过冷云滴的撞冻*

游来光 李炎辉 刘玉宝

(中国气象科学研究院人工影响天气研究所)

鉴于冰晶过程在自然降水形成中的作用十分重要,对冰晶形成的物理过程曾进行过大量研究^[1-2]。由于自然云中冰晶的生成受大气热力、动力学条件及微物理过程等多因子制约,因而在自然云中研究冰晶的形成过程有很大困难,至今有关冰晶生成的核化过程的外场研究仍极少。室内实验可以在控制某些云物理条件下进行,但有些条件(过冷云维持时间、过冷云滴谱等)很难进行逼真的模拟。雪晶对过冷云滴的撞冻是雪粒子的重要增长过程之一;有关雪晶对过冷云滴的撞冻效率,已持续进行多年的室内实验与理论研究。这些研究工作中,都对雪晶形状做了不同程度的简化,对自然云中的雪晶撞冻过程的研究仍极少。

本文根据对新疆冬季降雪过程中的飞机与地面降雪雪晶微结构观测资料,分析讨论了有关冰晶生成的核化过程特点、影响这些过程的环境条件、冻结与凝华核化过程的相对重要性。根据枝片状雪晶表面所带冻滴的尺度谱及云中云滴谱资料计算了雪晶对云滴的撞冻效率,并与已有的室内实验和理论研究结果进行了比较。

1. 云与雪微结构的观测

新疆冬季降雪天气有两种类型:一类在冬季强逆温层下的低云中形成,云层稳定少变,持续时间可达数日,但降雪量甚少^[3,4];另一类降雪伴随冷空气入侵,在冷锋后形成,降水时间一般不超过 24 小时,但降雪量及降雪强度均较大^[5,6]。1982 至 1984 年间,利用飞机所装载的粒子测量系统观测云中云滴及冰、雪粒子谱,同时利用显微摄影及有机溶液复制法观测地面降雪雪晶微结构,共收集了三次低云降雪、两次冷锋降雪过程中的雪微结构资料。根据雪晶中心晶胚的微结构特征判断雪晶胚心形成的核化过程,分析雪晶胚心冻滴的尺度谱和其表面撞冻的冻滴尺度谱,结合飞机观测的云结构资料计算过冷云滴的冻结几率及雪晶对过冷云滴的撞冻效率。上述各项特征只对枝片状雪晶才能明确分辨;因此所选择的降雪云云顶温度都在 -14 至 -18°C 间,以及云中无强烈撞冻过程发生的时段。

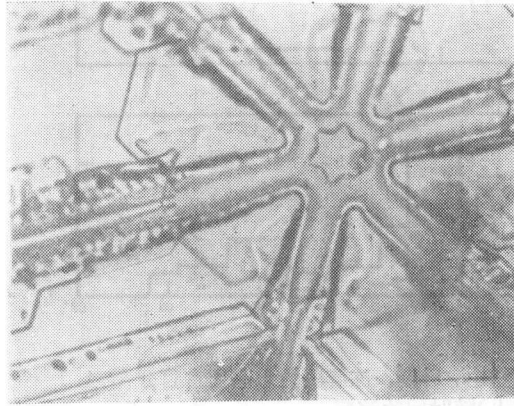
2. 雪晶的胚心结构与核化过程

雪晶胚心结构可分为两类,即以小冰晶为胚心的雪晶和以冻滴为胚心的雪晶,其晶心形态特点见图 1。晶胚表明冰相通过凝华过程形成,冻滴胚表明冰相通过冻结核化形成^[7,8]。因此,雪晶晶心结构特征直观地反映出上述两种核化过程在自然云中冰晶形成上的相对贡献大小。表 1 为 5 次降雪过程中晶胚和冻滴胚所占百分比。按云的特征分别统计,则低云降雪中,冻滴为胚心的雪晶平均占雪晶总数的 82.4%;冷锋降雪中平均为 51.4%。分析的雪晶晶心总数为 1961 个。

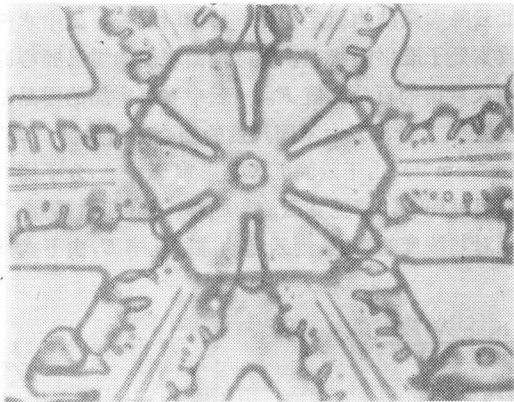
图 2 为 1984 年 12 月 1 日至 2 日冷锋降雪过程中、后期,冻滴胚雪晶所占百分比随时间的变化。该图表明滴心雪晶所占百分比从开始时的 60% 左右降至降水后期的 10%;降水后期的降水强度减小,雪晶中同时出现有侧片状雪晶,雪晶上的撞冻特点消失,这说明高层存在引晶云使下层云中水饱和条件受到破坏,低层过冷水云已处消亡阶段,从而抑制了冰核的冻结核化过程。据此推测,某些自然降

* 本文于 1989 年 9 月 6 日收到,1990 年 1 月 20 日收到修改稿。

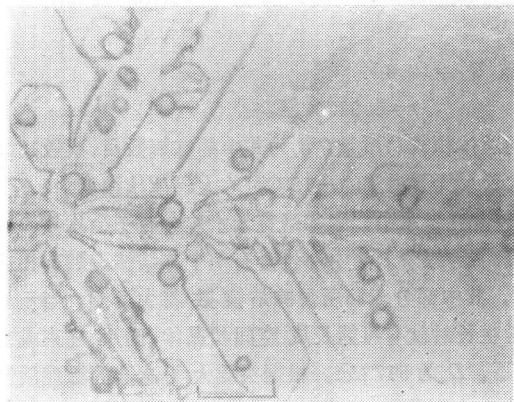
雪情况下的冻结核化比例降低是由于云中水饱和条件和条件并非普遍存在所引起的。表 1 表明, 在有过冷水持续存在的低云降雪情况下, 冻结核化(含接触核化)占绝对优势, 其相对核化量高达90%左右, 凝华核化仅占约10%。



A



B



C

图 1 雪晶胚心形态特征
(A 为冰晶胚心, B 为冻滴胚心, C 为雪晶表面上撞冻的过冷云滴)

表 1 雪晶胚心结构分类统计

云型	观测日期 年/月/日	冰晶心胚 %	冻滴心胚 %	不明 %
低云	82/11/24	22.2	77.8	0
	83/1/6	12.0	88.0	0
	83/1/7	17.5	80.5	2.5
冷锋云	84/12/1	48.2	51.4	0.5
	84/12/10	47.4	51.4	1.2

室内实验表明, 在低于水饱和的环境条件下, 冰核活化的浓度 N 与环境的冰面过饱和度 S 间有如下关系: $N = CS^\alpha$, 其中 C 与 α 是与核的性质有关的系数, α 值在 2 至 8 的范围内^[9,10], 平均可取 4.7。根据自然云冰晶浓度与过饱和度的观测资料^[9], 估算的 α 值为 4.03, 与上述值接近。近来已有实验表明^[11], 在水饱和条件附近, 冰核活化数目有不连续的跃增, 这反映出上述关系式仅表达了凝华核化数目与冰面过饱和度的关系。采用冷云室法观测大气冰核浓度, 冰核是在过冷云中通过凝华、冻结两种过程活化的; 利用这些资料估算在水饱和与冰饱和之间的不同湿度条件下的冰核活化数, 应扣除其中冻结核部分再按上式计算。按本文上述观测结果, 凝华核化所占比例系数为 0.1, 则当冰面过饱和度为 S 时的冰核活化数 N 可按下式计算: $N = 0.1 N_0 (S/S_0)^\alpha$, 其中 $N_0 = N_0 \exp(-\beta T)$ 为冷云室法(水面饱和)观测的大气冰核浓度的温度谱, S_0 为温度为 T 时, 水饱和条件下的冰面过饱和度。如上述, α 值平均取 4.7, 根据乌鲁木齐地区冬季低云天气下的大气冰核浓度资料按上式计算的不同温度与冰面过饱和度下的冰核活化数如表 2。据表 2 可以看出, 在自然过冷云中随过冷度增加冰核活化的数目迅速增加, 冰晶增长耗尽云中过冷水使冰面过饱和度降低, 则冰核的进一步活化又受到强烈抑制, 是自然云中一种自调整的适应过程。

3. 云中过冷水滴的冻结几率

图 3 为云中滴谱、雪晶中心冻滴尺度谱和雪晶表面上撞冻的云滴谱。几条谱线的比较表明, 雪晶中心的冻滴胚是由较大的云滴冻结生成的。

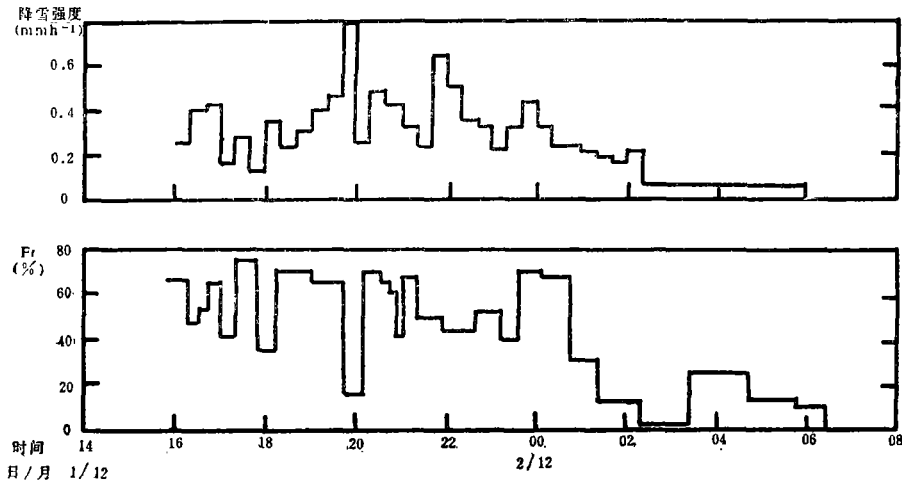


图 2 1984年12月1日至2日冷锋降雪中、后期,冻滴胚的雪晶所占百分比(下)及降雪强度(上)随时间的演变

表 2 不同温度下湿度为水饱和与冰面过饱和为10%时的冰核活化数(l^{-1})

温度($^{\circ}\text{C}$)	-15	-20	-25	-30
N_w	0.7	9.3	124	1630
$N(S=10)$	0.077	0.186	0.98	3.96
N/N_w	0.11	0.02	0.0079	0.0024

低云降雪微结构稳定少变、持续时间长,云中水份收支处于准平衡状态。根据地面观测的雪晶胚心冻滴尺度谱的百分比值 F_c 、云中飞机实测的雪晶浓度值 N_s , 计算云中不同尺度的胚心冻滴数目 $N_s F_c$ ($\text{m}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$); 由于云滴沉降是影响云中水分平衡的重要过程^[4], 考虑到云滴与胚心冻滴(即雪晶)通量差对其浓度的影响, 则云滴的冻结几率 E_f 由下式计算:

$$E_f = \frac{\text{冻滴数目 } n_s}{\text{云滴数目 } n_c} = \frac{N_s F_c W_s}{N_c W_c}$$

N_c 为飞机实测直径为 d_c 的云滴浓度, N_s 为云中雪晶浓度, W_s 为雪晶落速, 平均取 $30 \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$, W_c 为云滴的落速。按文献[2]所给数据, 按上式计算的过冷云滴冻结几率随云滴直径 d_c (μm) 及云滴体积 V_c (mm^3) 的变化如图 4, 其相关表达式为:

$$E_f = 6.89 \cdot 10^{-9} d_c^{8 \cdot 007} \text{ 或 } E_f = 13.8 V_c^{1 \cdot 003}$$

$$r = 0.9232 \qquad r = 0.9230$$

据上式, $n_s = 13.8 n_c V_c$, $n_c V_c$ 表示尺度为 d_c 的云滴的总体积或总质量, n_s 为其中的冻滴数目, 系数 13.8 具有每单位质量云水中所包含的冻结核数的含义。低云天气下观测的 -15°C 时的大气冰核浓度为 0.7 个/l; 低云含水量平均取 0.1 g m^{-3} , 设大气冰核全部包含在云水中, 则每毫克云水包含有 7 个冰核, 这与上述相关式中的系数基本一致。当 $E_f = 1$ 时, 表示平均每个云滴中都包含有一个冻结核, 则其相应的云滴直径 $D_c = (6/13.8 \pi)^{1/3}$; 云滴直径大于 D_c 时, 其中部分云滴所含冻结核数将大于 1, 当云滴冻结时就有可能形成多晶胚结构。多晶胚冻滴在外延生长时就有可能长成空间状晶体(侧片、柱束或空间枝状等)。按上式估算, 在本文所分析的低云情况下, D_c 为 $517 \mu\text{m}$ 。根据实测大气冰核的温度活性谱斜率推算, 温度为 $-20, -25, -30, -35^{\circ}\text{C}$ 时, D_c 分别为 218, 92, 39 和 $16 \mu\text{m}$ 。上述推测表明当温度低于 -25°C 时, 在云滴尺度范围内才可能有多晶胚冻滴出现; 这与空间状晶体常出生于 -25 至 -30°C 云层的观测结果相符。

4. 雪晶对过冷水滴的撞冻

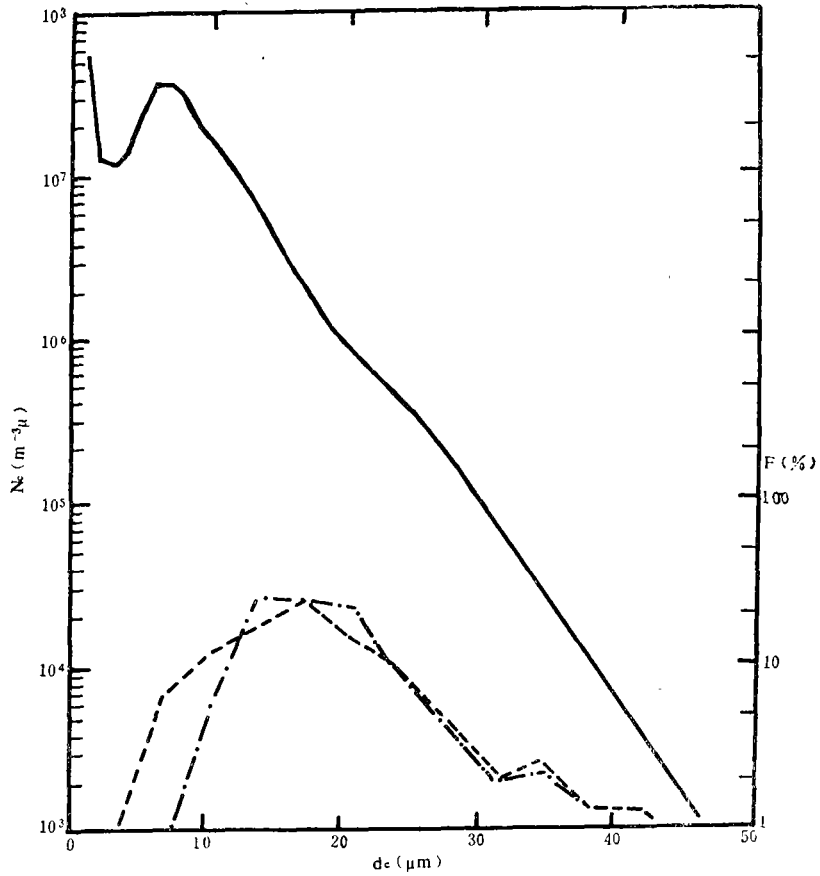


图 3 低云中的云滴谱 (dN_c/dD)、雪晶胚心冻滴谱(点划线)和雪晶撞冻的冻滴谱(虚线)

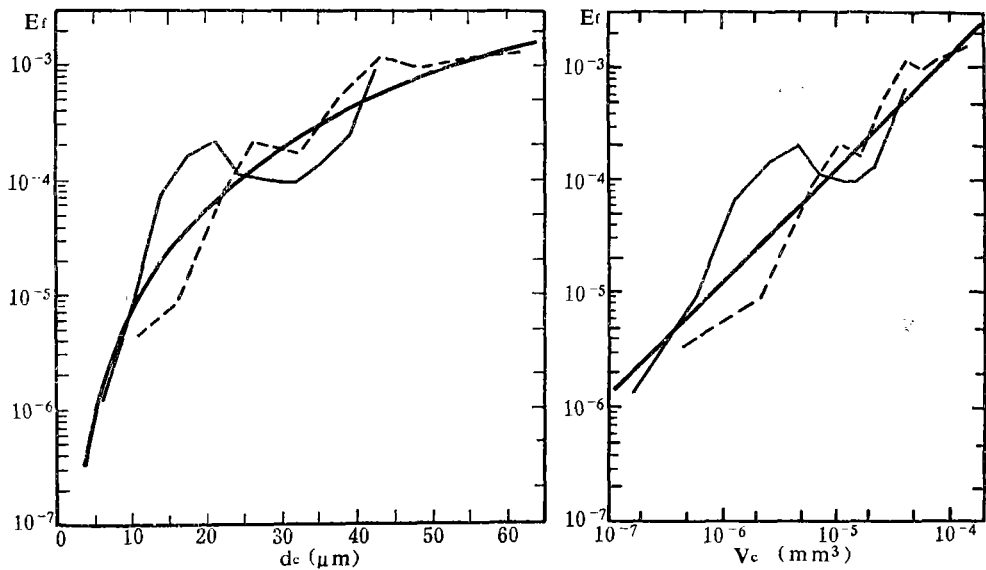


图 4 过冷云滴冻结几率 E_f 与云滴直径 d_c (左) 及云滴体积 V_c (右) 的相关

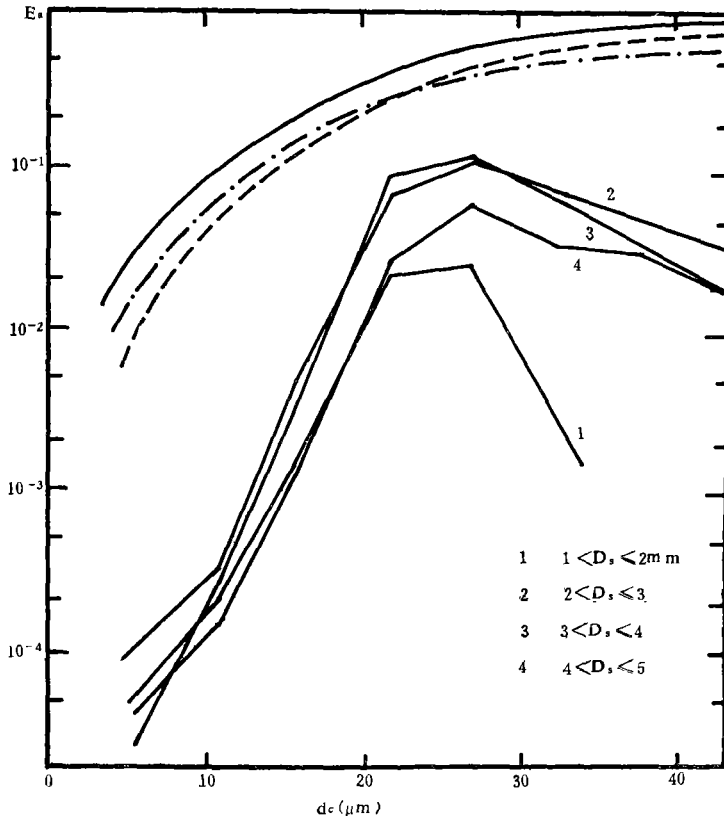


图 5 雪晶对过冷云滴的撞冻效率

(折线 1 雪晶直径为 1 至 2 mm, 2, 3, 4 雪晶直径为 2 至 5 mm; 图上部曲线为室内实验结果)

根据 1982 年 11 月 24 日低云降雪天气下飞机观测时段中, 在地面所观测的雪晶样片, 分析了在 13 个尺度为 1.4 至 4.8 mm 的枝片状雪晶表面上撞冻的 2214 个冻滴的尺度。该例中云厚为 550 m, 云滴谱随距云底的高度增加而变宽; 为计算雪晶撞冻云滴的效率, 将云分为 4 层, 将雪晶考虑为以雪晶最大尺度为直径的圆盘形, 按下式计算雪晶对过冷云滴的撞冻效率 E_c :

$$E_c = \frac{N_{c,i}}{\sum \Delta H_i N_{c,i} S}$$

式中 $N_{c,i}$ 为雪晶表面上直径为 d_c 的冻滴数目, ΔH_i 为云层厚度, $N_{c,i}$ 为该层云中 d_c 大小的云滴浓度, S 为雪晶截面积。

计算结果表明(见图 5): 1. 在云滴直径为 20 至 40 μm 的区间存在一个 E_c 值的高值区, 2. 雪晶对小于 20 μm 的云滴的撞冻效率急降, 3. 对 5 μm 以下的云滴几乎不发生撞冻, 4. 随雪晶直径增大具有高 E_c 值的云滴尺度范围有增大的趋势。

图 6 为撞冻效率随无量纲量 Ψ 值的变化, 同时给出 Ranz 和 Wong 早期得出的理论值和室内模拟实验结果^[12]。无量纲量 $\Psi = (A\rho W_s/18\mu D_s)d_c^2$, 其中 ρ 为滴的密度, W_s 为雪晶落速, μ 为空气粘性系数, D_s 为雪晶直径, d_c 为云滴直径, A 为一经验修正因子, 通常取为 1。图 6 表明, 在小滴与大滴两侧的 E_c 值都低于文献[12]的实验结果与理论值; 但与近期的理论计算值趋势相似^[11], 即 E_c 存在一个峰值区, 且存在一个大约 5 μm 的撞冻云滴下限直径。理论计算及室内模拟实验中采用圆盘形或正六边形雪晶模型; 本文则是对枝片状雪晶按圆盘形计算截面, 从而高估了碰撞截面。由于在 -15°C 附

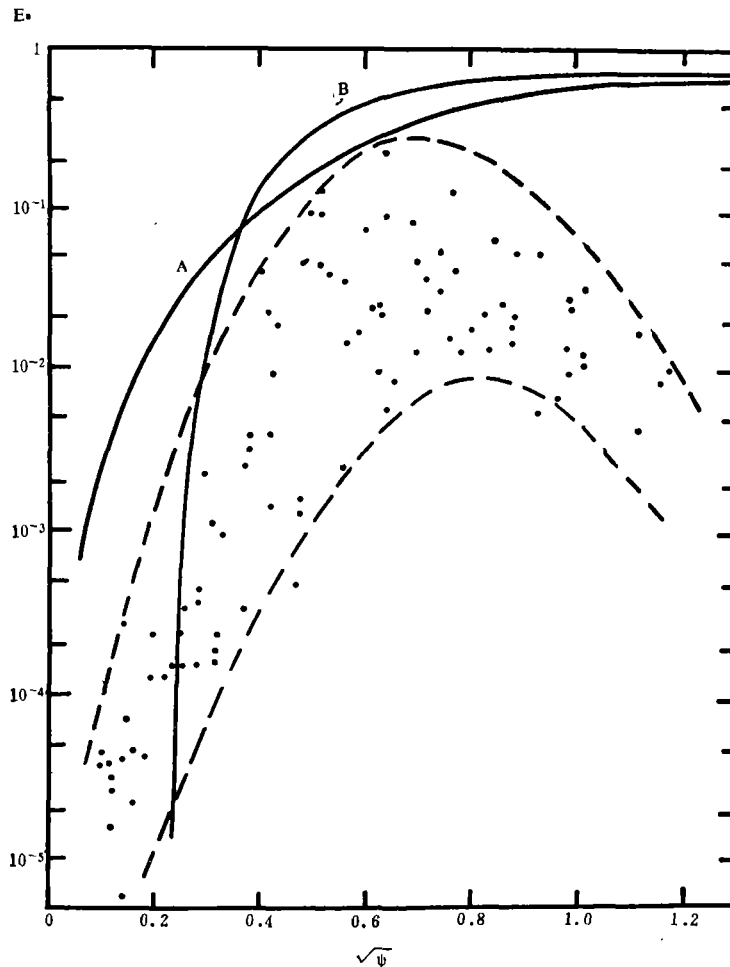


图 6 雪晶对过冷云滴的撞冻效率 E_c 随无量纲量 $\sqrt{\psi}$ 的变化
(虚线为本文所得到的各数据点的廓线, 线 A 为室内实验值, 线 B 为理论值^[12])

近温度条件下, 有撞冻过程发生时, 云中是水饱和的, 雪晶以枝状形态增长; 因此, 如将这类雪晶做圆盘形考虑, 则本文所给出的 E_c 值可能更接近实际情况。图 6 中的数据点在较宽的范围内离散, 可能与自然云和自然条件下雪晶运动的复杂性有关。

参 考 文 献

- [1] Pruppacher, H.R., and J.D. Klett, Microphysics of clouds and precipitation, Reidel Pub. Co., 714, 1978.
- [2] Mason, B. J., 中国科学院大气物理研究所译, 云物理学, 677, 科学出版社, 1978.
- [3] 游来光、马培民, 我国人工降水资源研究进展, 气象科学技术集刊, 第 9 期, 1—10, 气象出版社, 1985.
- [4] 王 谦等, 新疆乌鲁木齐地区冬季层积云研究——一个例观测结果与分析, 气象学报, 45, 1, 2—12, 1987.
- [5] 刘玉宝等, 新疆准噶尔盆地冬季系统性降水研究 1, 降水模型, 气象科学研究院院刊, 3, 1, 36—44, 1988.
- [6] 游来光等, 新疆冬季降雪微结构及其增长过程的初步研究, 气象学报, 47, 1, 73—81, 1989.
- [7] Auer, A. H., Jr., Observation of ice crystal nucleation by droplet freezing in natural clouds, *J. Atmos. Sci.*, 28, 285—290, 1971.
- [8] Auer, A. H., Jr., Inferences about ice nucleation from ice crystal observation, *J. Atmos. Sci.*, 29, 311—317, 1982.

- [9] Huffman, P. J., Supersaturation spectra of AgI and natural ice nuclei, *J. App. Meteor.*, **12**, 1080—1082, 1973.
- [10] Zamurs, J., and J. Jiusto, Factors affecting ice nucleus concentration measurements with a static vapor-diffusion chamber, *J. App. Meteor.*, **16**, 419—424, 1977.
- [11] 章澄昌, 静力扩散云室中用滤膜测定自然冰核活化数的过饱和谱和温度谱, *南京气象学院学报*, **10**, 1, 1—8, 1987.
- [12] Kajikawa, M., On the collection efficiency of snow crystals for cloud droplets, *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**.3, 328—336, 1974.

ON THE NUCLEATION PROCESSES OF ICE CRYSTAL AND THE COLLISION EFFI- CIENCY BETWEEN THE DENDRITIC SNOW CRYSTAL AND DROPLETS IN NATURAL CLOUDS

You Laiguang Li Yanhui Liu Yubao

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences*)

Abstract

A study on the structure of snow crystal center (crystal with frozen droplet center or with crystal germ center) was conducted from the snow crystal data collected in five snow events. The relative importance of freezing nucleation and deposition nucleation in natural clouds have been discussed.