

一个简单的雪晶辐射参数化方案及雪晶辐射对中尺度降水的影响*

周广强¹⁾²⁾ 赵春生¹⁾ 秦瑜¹⁾ 楼小凤³⁾

¹⁾(北京大学物理学院大气科学系,北京 100871) ²⁾(中国气象局上海台风研究所,上海 200030)

³⁾(中国气象科学研究院,北京 100081)

摘 要

文章提出一个简单的雪晶辐射性质参数化方案,并利用 1998 年 6 月 8 日华南暴雨资料研究了雪晶的辐射性质对于中尺度降水的影响。结果表明:雪晶的辐射性质对中尺度降水的影响是不可忽略的,白天尤为显著;它能够明显地改变中尺度降水的局部特征,特别是降水中心的强度和位置,而对降水的分布影响不大。因此,建立独立的雪晶辐射参数化对提高中尺度模式对中尺度降水的预报能力是必要的。

关键词:雪晶;辐射参数化;中尺度降水;辐射传输

引 言

大气辐射传输过程是大气中最重要的物理过程之一,它改变大气中的热力状况,进而影响大气的动力过程。前人的研究结果指出,辐射对大气热力和动力的影响主要通过 3 个机制实现^[1-2]: ① 大尺度晴空冷却机制; ② 长波云顶冷却-云底加热机制和短波云顶加热机制; ③ 云内与晴空空间不同的辐射加热机制。反过来,大气热力状况和动力过程的改变又可能改变云中的凝结、冻结、碰并等微物理过程,从而影响大气辐射过程。云和辐射相互作用的结果将造成地面降水的改变。Fu 等^[1]、Tao 等^[2]、Sui 等^[3] 研究结果表明,辐射传输过程通过机制 ① 增大大气相对湿度,从而使大气中的有效可降水增多;机制 ② 可以促进大气对流,有利于云的发展;机制 ③ 使得云内和晴空大气之间的温度场产生差异,并在它们之间形成次级环流。Tao 等^[2] 检验了辐射过程通过这 3 个机制影响降水的能力,认为机制 ① 起主要作用,机制 ② 的作用不大,而机制 ③ 几乎没有影响。但 Xu 等^[4] 和赵春生等^[5] 的研究结果则表明机制 ② 的作用也是非常明显的。这些研究以及其他的一些研

究^[6-11] 结果表明,辐射过程对地面降水的改变一般在百分之几到百分之十几。

雪晶是云中固态粒子的一种。当冰晶和云中过冷水滴共存时,由于冰面饱和水汽压低于同温度下的水面饱和水汽压,冰晶会获得较快增长,这个过程是通过水汽扩散并在冰面上的沉积而进行的,通过这个机制而长大的冰粒子通常称为雪晶。此外,冰晶的聚并增长也可以形成雪晶。在云中,和雪晶相关的微物理过程主要有冰晶自动增长为雪晶,雪晶与云滴、冰晶、雪晶、雨滴和霰的碰并,雪晶转化为霰,雪晶融化、蒸发、凝华和升华等。雪晶的基本形成机制使它和冰晶在形状上有一定程度的相似:基本形状为对称的板状或柱状,由于环境温度和湿度的差异而有多种形状^[12]。

Tao 等^[2] 的研究结果表明,模式中计算不同的冰粒子种类对估计辐射过程对降水影响的结果之间可能存在一定的差异。Sui 等^[3] 则指出,雪晶同云滴和冰晶一样是云吸收的主要物质,它们都对大气的总光学厚度有显著影响。周广强等^[13] 对比了不同辐射传输方案在估计中尺度降水中的作用,发现不同方案的结果之间存在显著的差异,表明辐射传输过程的误差将引起明显的中尺度降水改变,影响数

* 国家自然科学基金课题(40475003)和国家重大基础研究发展规划“我国重大气候和天气灾害形成机理与预测理论研究”子课题(G1998040911)及上海市气象局“启明星”专项(05Q1)共同资助。

2005-04-18 收到,2005-07-07 收到再改稿。

值模式对中尺度降水模拟和预报的准确性。汪宏七等^[14]的研究表明,云微物理特性对其辐射性质有重要的影响,因此有必要分类计算云的水物质各自的辐射特性。现有的详细双参数微物理模式,如 CAMS 微物理方案^[15-16]、Reisner 方案^[17]等已经能够对雪晶的含水量和数浓度进行预报,然而并未能建立起相应雪晶的辐射参数化方法,使得大气的辐射传输过程计算不完整,还有待于完善。当然,详细的微物理方案为建立独立的雪晶辐射性质参数化提供了条件。现有的一些辐射传输方案,如 MM5 中的云辐射方案^[8]将所有的水物质(包括水云、冰云和雨滴、冰晶、霰等可沉降物)都折合一种云来计算辐射性质;CCM3 辐射方案^[18]虽然将云分成水云和冰云两类,但没有区别不同的冰粒子,它们将冰晶、雪晶和霰按照同一种尺度的粒子计算;张国栋^[19]对冰云的短波特性的进行了参数化,但没有区分不同冰相粒子之间的差异;丁守国^[11]引用了以 Fu 等^[20]和 Liou 等^[21]工作为基础形成的辐射传输参数化方案,将水物质分成了云滴、雨滴、冰晶和霰,但也没有对雪晶的辐射性质独立计算。因此有必要建立独立的雪晶辐射参数化,以完善大气辐射传输过程参数化,提高其准确性。

1 雪晶的辐射参数化

丁守国^[11]引用的辐射传输方案采用具有比较高计算精度的 Delta-4 流近似,并已被耦合入中尺度模式中^[13]。所以,本文将在此参数化方案的基础上完成对雪晶的辐射参数化,从而进一步完善大气的辐射过程计算。

大气辐射模式,特别是中尺度模式中的辐射方案,一般不需要每一个粒子的辐射性质,只需一定光路上大气造成的辐射能量的改变。因此一个近似的雪晶辐射参数化方法对于计算雪晶对大气辐射传输和辐射传输过程对中尺度天气的影响是可行的。本文中,①假设雪晶的空间取向是随机的,这也是计算非球形粒子通常使用的方法^[22];②当雪晶的尺度较小(有效尺度 < 300 μm)时,采用与计算冰晶辐射性质相同的方法计算雪晶辐射性质;而当尺度较大(有效尺度 > 300 μm)时,用霰的辐射性质算法近似计算雪晶辐射性质。

Fu 等^[23]以六角冰晶几何光学为基础,得到了冰晶的辐射单散射性质和其有效尺度的关系,并运

用冰晶的观测结果确定了相关的系数,建立起适用于小尺度冰晶的包含了尺度信息的冰晶在不同波段的辐射参数化算法。本文使用该方法和相应参数计算尺度较小的雪晶辐射性质。

对于尺度较大的雪晶,利用霰的辐射性质参数化(不含尺度参数)和 Stephens^[24]提出粒子的光学厚度 τ 和单散射反照率 $\tilde{\omega}$ 与有效半径 r_e 的关系有 $\tau \propto 1/r_e$ 和 $(1 - \tilde{\omega}) \propto r_e$ 近似,得到雪晶与霰之间的光学厚度和单散射反照率关系:

$$\tau_s = \tau_g q_s D_{eg} / (q_g D_{es}) \quad (1)$$

$$\tilde{\omega}_s = 1 - (1 - \tilde{\omega}_g) D_{es} / D_{eg} \quad (2)$$

其中 τ , $\tilde{\omega}_g$, q 和 D_e 分别为光学厚度、单散射反照率、含水量和有效尺度, s 和 g 分别代表雪晶和霰。雪晶的相函数展开系数采用与霰相同的值。式(1)和(2)中,含水量是模式的预报量,霰的光学厚度、单散射反照率和相函数展开系数有确定的算法^[11],因此还需要确定雪晶和霰的有效尺度。

通常,可以用一个修正 r 分布^[15](Marshall-Palmer 分布) $n(D) = n_0 \exp(-bD)$ 来表征霰的数密度分布函数, b 为参数。由于霰粒子是近球形的,它的有效尺度可用式(3)表示:

$$D_{eg} = \int_0^{\infty} D^3 \times n(D) dD / \int_0^{\infty} D^2 \times n(D) dD = 3/b \quad (3)$$

结合体积平均直径 \bar{D}_{vg} 和含水量与体积直径的关系

$$\bar{D}_{vg} = \left[\int_0^{\infty} D^3 \times n(D) dD / \int_0^{\infty} n(D) dD \right]^{1/3} = \sqrt[3]{6/b} \quad (4)$$

$$q_g = \rho_g N_g \times \pi \bar{D}_{vg}^3 / 6 \quad (5)$$

消去参数 b ,得到以预报量 q_g , N_g 为自变量的霰有效尺度

$$D_{eg} = 3(q_g / (\pi \rho_g N_g))^{1/3} \quad (6)$$

其中 ρ_g , N_g 分别为霰的密度和数浓度。对于雪的有效尺度,可以用六角型晶体的有效尺度公式近似

$$D_{es} = 2 \left(\frac{3\sqrt{3}}{4\pi} + \frac{3A}{\pi} \right)^{1/2} \left(\frac{q_s}{3\sqrt{3}\rho AN_s} \right)^{1/3}, A = L/D \quad (7)$$

参数 A 的取值范围可以在 1 ~ 5 之间,但它的改变导致的雪晶有效尺度差异不大,变化在 0 ~ 14%。将式(6)和(7)带入式(1)和(2)即可得到以预报量为参数的雪晶光学厚度和单散射反射率参数化公式。

前面建立了一个雪晶辐射性质的参数化算法,

它是一个用冰晶和霰的辐射参数化拟合的雪晶辐射参数化方法,需要双参数化的云微物理方案为其提供必要的支持。下面验证建立独立的雪晶辐射参数化的必要性,并讨论雪晶辐射对中尺度降水的影响。

2 数值试验

为了估计雪晶的辐射传输作用对中尺度降水的影响,设计了表 1 中的 T1 ~ T4 共 4 个数值试验,它们分别表示无雪、雪作霰、雪作冰晶和雪辐射参数化独立计算。T1 作为估计雪的辐射在降水中作用的参照;T2 和 T3 用于粗略估计雪的辐射影响范围,并检验雪晶辐射参数化的必要性,即若二者的结果很接近或相同,则没有必要对雪的辐射性质进行参数化,在辐射传输性质的计算上可以将雪当成冰晶或霰的一部分;T4 则用来探讨雪的辐射在中尺度降水中的作用。

本文选择 MMS V3 非静力模式,网格为 75×81 ,格距为 30 km,时间步长为 60 s,辐射步长为 20 m;物理方案选择 CAMS 微物理过程方案、Betts/ Miller 对流参数化方案、MRF(Medium range Forecast) 边界层方案 多层热扩散土壤方案。其中 CAMS 微物理过程

方案是由中国气象科学研究院楼小凤等^[15]发展的,它是一个包括云水、雨水、冰晶、雪和霰 5 种水物质的详细的双参数方案,考虑了 31 个微物理过程,共 11 个预报量,详见文献[15]。辐射方案是作者耦合的详细云辐射方案^[11,13]。选用 1998 年 6 月 8 日 12:00(世界时,下同)至 9 日 12:00 的华南暴雨两个例,资料是由广州区域气象中心 TLAPS 模式完成的水平 $1^\circ \times 1^\circ$ 、垂直 11 层、时间间隔为 6 h 的格点资料。

表 1 数值试验设计

试验方案	雪晶的辐射性质计算
T1	无雪,即不考虑雪晶的辐射作用
T2	雪作霰,即将雪和霰的含水量叠加当作新的霰含水量
T3	雪作冰晶,即将雪和冰的含水量相加作新的冰含水量而将与雪和冰的数浓度叠加作新的冰晶数浓度
T4	用本文中的雪晶辐射参数化方法计算雪的辐射性质

3 结果与讨论

3.1 雪晶的含水量分布

本节简略地讨论雪晶含水量的空间分布状况。图 1a 为试验 T1 中的雨水、冰晶、雪晶、霰和云水(液

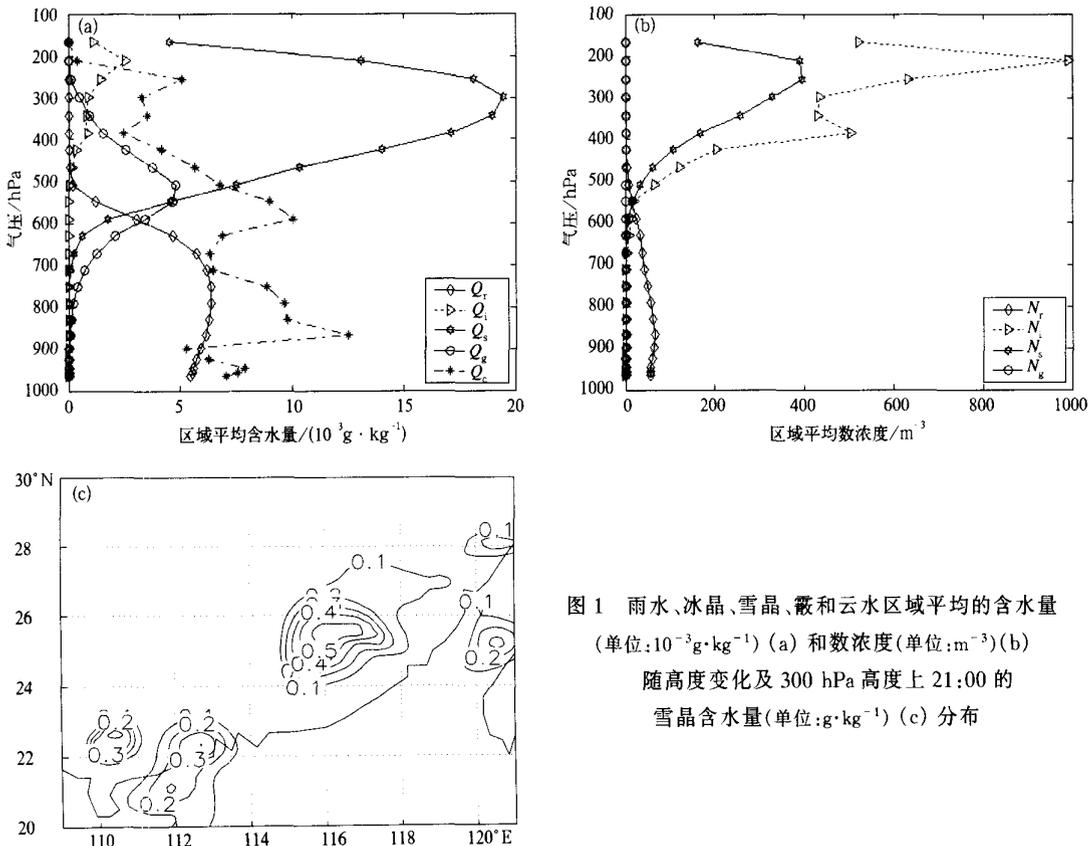


图 1 雨水、冰晶、雪晶、霰和云水区域平均的含水量(单位: $10^{-3} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) (a) 和数浓度(单位: m^{-3}) (b) 随高度变化及 300 hPa 高度上 21:00 的雪晶含水量(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) (c) 分布

态)在整个模拟区域内的时间和水平平均含水量随高度的变化。从中可以看出,水物质分布有明显的垂直差异,冰晶、雪晶和霰都在某一高度有峰值,其中雪晶的峰值最大,而雨水则在低层保持相对稳定的量,云水含量的变化不规则,中低层较大;垂直积分量上,本次暴雨过程中的雪晶和云水相当(云水存在的高度范围比雪晶大),雨水、霰和冰晶依次次之。整体上,这几种水物质的垂直分布由上至下为冰晶、雪晶、霰、云水和雨水。数浓度的垂直分布(图1b,云滴为固定值 $3 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$)与含水量有明显的差异,它表明冰晶的数浓度最大,可以达到近 1000 m^{-3} ;雪晶的值也较大,最大约为 400 m^{-3} ,高度在约300 hPa,与含水量最大值的高度相当;霰和云水的数浓度都比它们小得多。从图1a和图1b的结果估计,雪晶的尺度在冰晶和霰之间,并且300 hPa附近的雪晶对辐射性质贡献最大。同时,雪晶含水量在水平方向上同样有很大的不均匀性(图1c),它分布在很有限的一些区域内,含水量很高,最

大值可超过 $0.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。此结果说明,如果使用包含了雪晶预报的详细云微物理方案,雪晶的辐射性质是计算辐射传输过程时必须考虑的。

3.2 雪晶辐射对区域平均降水的影响

图2显示了不同数值试验的区域平均累积降水和降水强度同T1的差异与T1的百分比,从中可以看出,不同试验之间有明显的差异。由累积降水相对差异(图2a)可以看到,加入雪晶辐射后的改变趋势基本一致的,但数值明显不同:T3的差异最大,其范围在约 $-0.4\% \sim 2.1\%$ 之间;T2的差异最小,最大值不超过 0.6% ;T4的差异在 $-0.1\% \sim 1.0\%$ 范围内。降水强度差异(图2b)的相对变化趋势与累积降水相似,但它的变化更显著:T3的变化最大可达 10% ,T4也能达到约 4.5% ;而且差异的变化趋势在时间上也有明显的不同,T3有两个峰,而T2和T4则没有明显的峰。此外,不同试验在白天(积分10 h以后)的差异大而夜间很小。

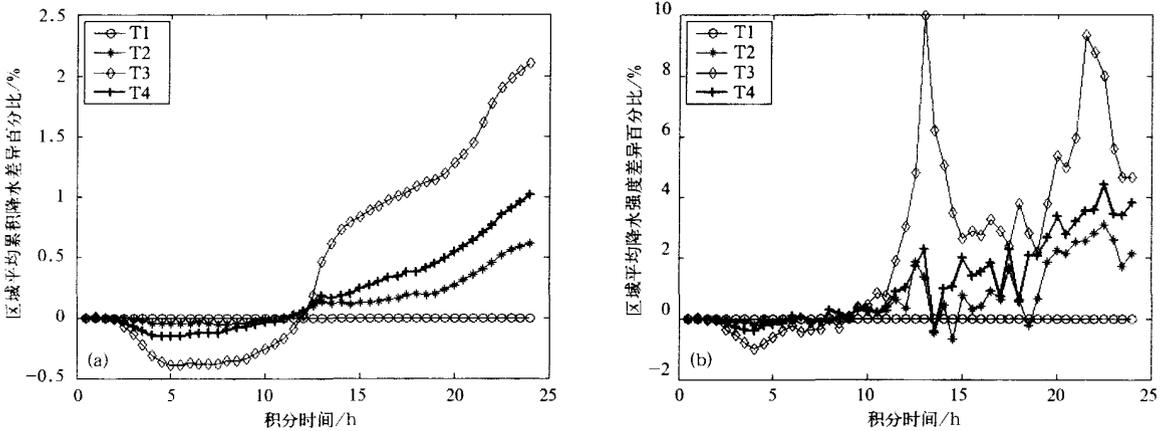


图2 T2, T3 和 T4 区域平均的累积降水(a) 和降水强度 (b) 与 T1 方案相对差异

雪晶辐射对平均降水的影响表明,雪晶辐射能够显著地改变白天降水;T2 和 T3 结果在数值上的明显差异和降水强度不一致的变化趋势说明,使用将雪晶折合成其他类型的固态物质计算其辐射性质的方法都会不可避免的带来明显的误差。因此,建立独立的雪晶辐射参数化方法是十分必要的。

3.3 雪晶对降水分布的影响

由于雪晶只分布在有限的区域内,它对降水的整体分布产生改变不大,而只对降水中心有明显的影响,如位于 $24^\circ \sim 27^\circ \text{ N}, 114^\circ \sim 118^\circ \text{ E}$ 区域内的降

水中心 A(标示于图3a),图3a和3b反映的结果正是如此。与观测结果(图3c)相比,加入雪晶后对中心 A 的模拟有一定的改进。

图4分别为 T1 在中心 A 的 24 h 累积降水与 T2, T3 和 T4 的 24 h 累积降水与 T1 的差异。图4a显示中心 A 是一个强降水中心,其 24 h 累积降水的最大值超过 200 mm。从与 T1 结果的差异图上,可以看出不同的试验之间的差异是显著的,雪晶辐射的作用使降水在中心的西北部增加而在东南部减少。具体而言,T2 的差异最小,最大改变分别为 +15 mm

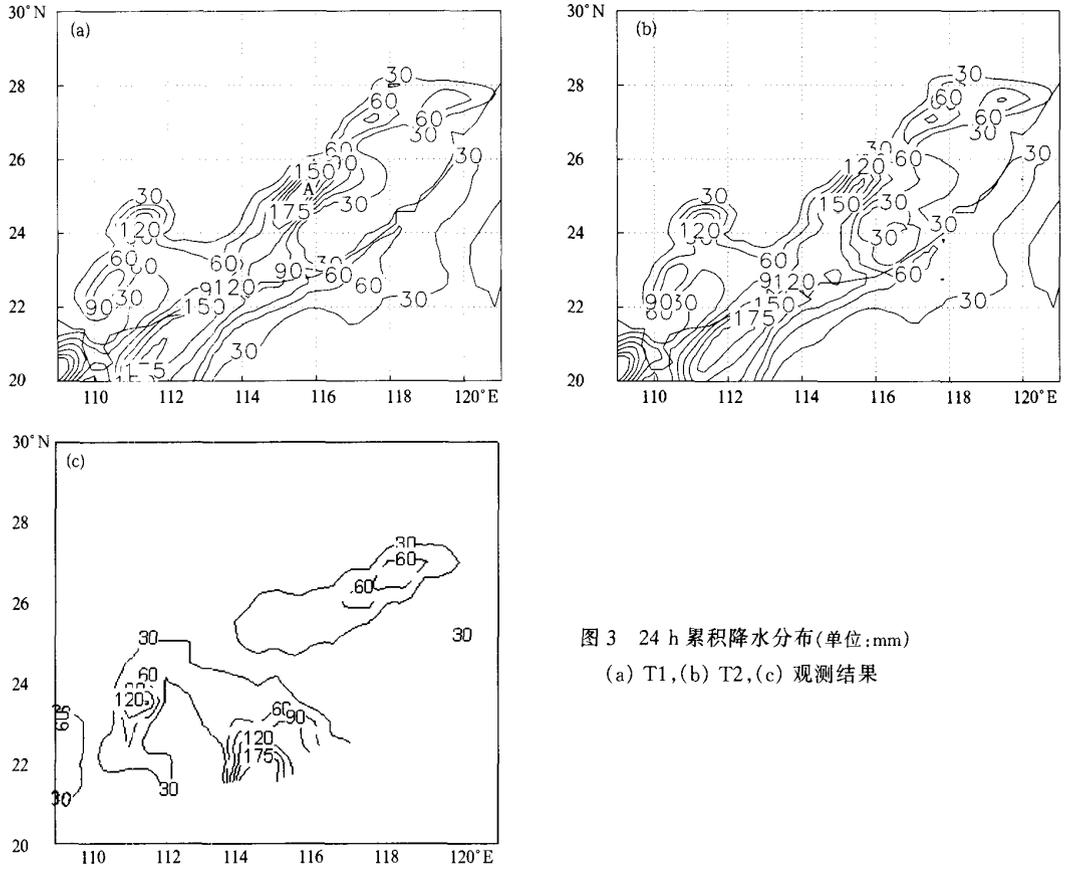


图3 24 h 累积降水分布(单位:mm)
(a) T1, (b) T2, (c) 观测结果

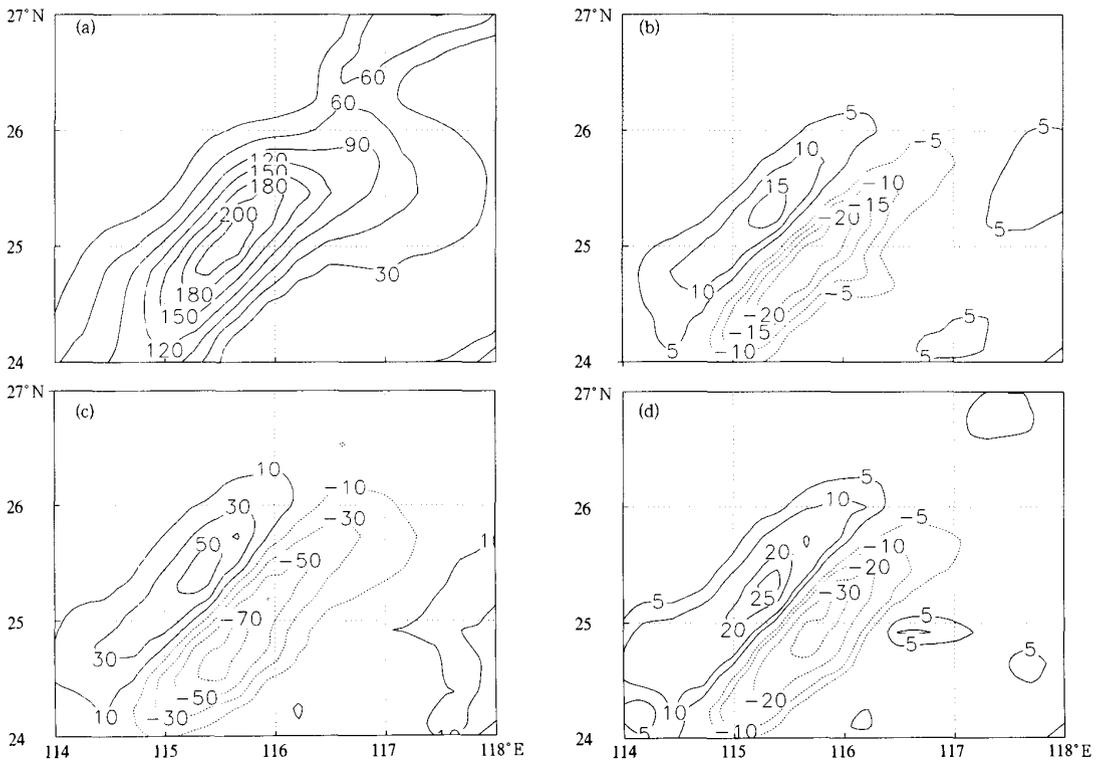


图4 不同方案中心A的24 h 累积降水及变化分布(单位:mm)
(a) T1 结果, (b) T2 与 T1 偏差, (c) T3 与 T1 偏差, (d) T4 与 T1 偏差

和 - 20 mm; T3 的差异最大,正负值区分别超过 + 50 mm和 - 70 mm;T4 与 T1 的差异介于前二者之间,最大变化分别为 + 25 mm 和 - 30 mm;相对而言,T4 的结果与 T2 更接近一些。不同试验结果得到的雪晶辐射对降水改变的结构非常相似,它们的正值区和负值区的位置和面积都很一致;与图 4a 对比,发现降水差异的正负值区交界的位置和降水中心的最大值的位置重合,因此雪晶辐射的结果造成了中心 A 的位置向西北方向移动,中心的强度也有所减小。

通过中心 A 降水分布的对比分析,发现雪晶辐射能够明显地影响中尺度降水的局部特征,它可能显著地改变降水中心的强度和位置;不同的雪晶辐射试验的结果之间差异明显,这表明不同的雪晶辐射性质算法估计的雪晶辐射的影响是显著不同的,也说明了建立独立的雪晶辐射性质参数化的必要性。

3.4 雪晶改变降水的原因分析

前面分析了雪晶辐射对降水的影响,这里讨论其中的物理原因。图 5 显示了 T1 的区域平均的变温率和 T2, T3 和 T4 相对于 T1 差异的垂直分布,由图 5 可以看出:T2, T3 和 T4 的结果与 T1 差异随时间和高度变化规律是非常一致的,它们之间的差异只反映在数值上,这解释了降水差异的变化规律的一致性;在模拟的后半段(积分 12 h 后)的中高层(600 hPa 以上),雪晶辐射造成了明显的辐射加热,与 T1 辐射加热率差最大值分别为 0.3, 0.7 和 0.4 $K \cdot d^{-1}$,最大值出现的时间和高度都非常一致。从区域平均的辐射变温率看,不同试验的结果在时间和空间分布上有很好的相似性,但它们造成的相对加热程度有很大的差异。

虽然雪晶辐射存在时的相对加热对降水有一定的抑制,但从相对加热的数值上看,这个相对加热造

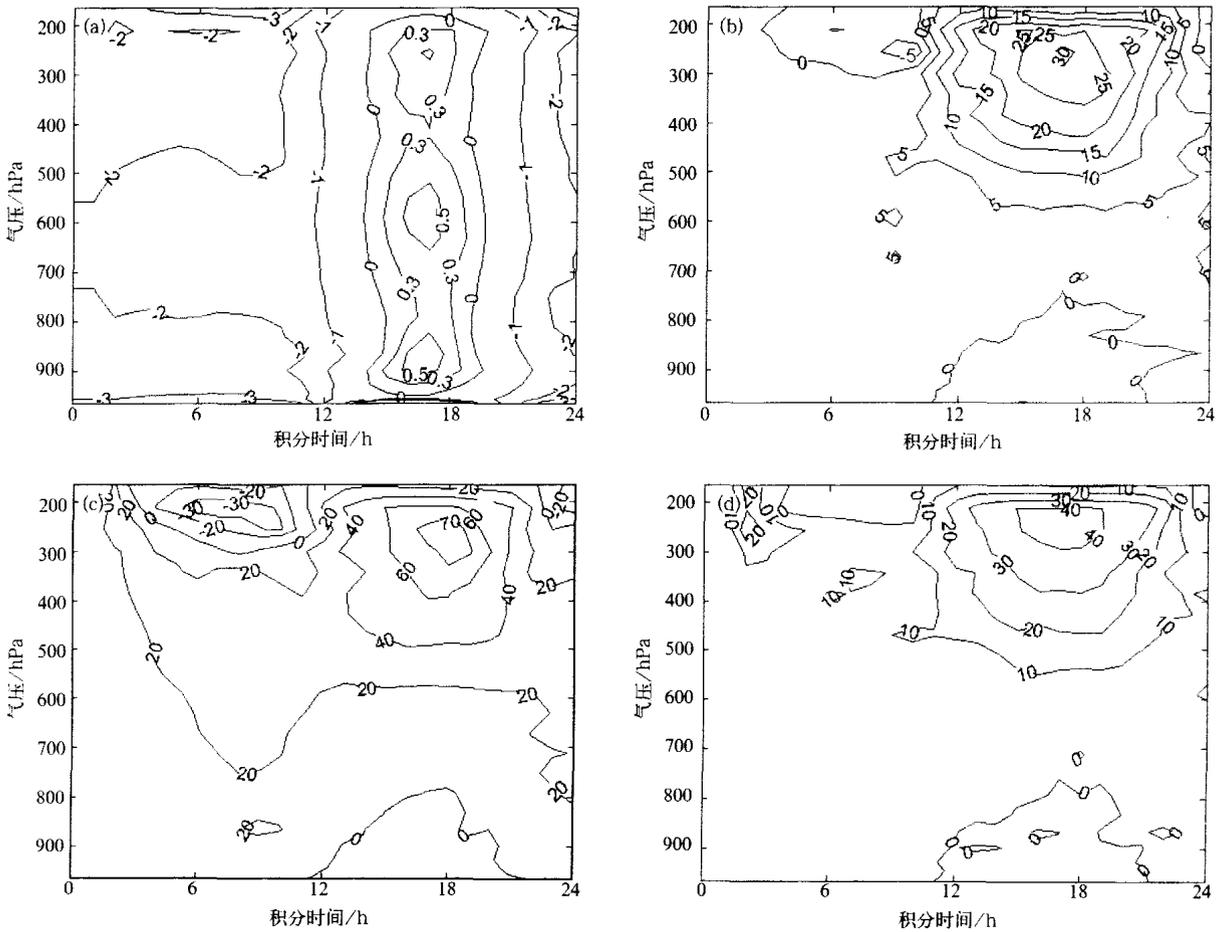


图 5 T1 区域平均辐射变温率(单位: $K \cdot d^{-1}$)(a)及 T2(b), T3(c), T4(d)区域平均辐射变温率相对于 T1 的差异(单位: $0.01 K \cdot d^{-1}$)

成的直接降水减少量并不大。更为重要的是雪晶辐射的相对加热结构有利于中上层大气的对流运动(图6),促进云的垂直发展,从而使降水增加。由于T2, T3和T4与T1的辐射变温率差异结构相似,图6以T4和T1代表不同试验的结果。图6b表明雪

晶辐射造成了比较明显的垂直速度改变,试验T4与T1的差可以达到 $0.1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$,与T1的结果(图6a)相比较小1个量级。与图5的辐射变温率变化相比,垂直速度发生改变和最大改变在时间上有所延后,不过高度上相当。

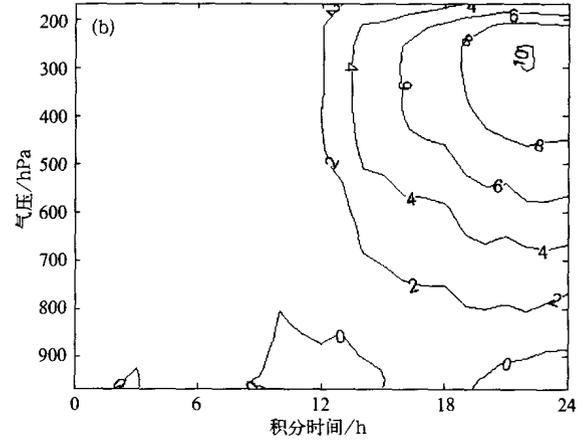
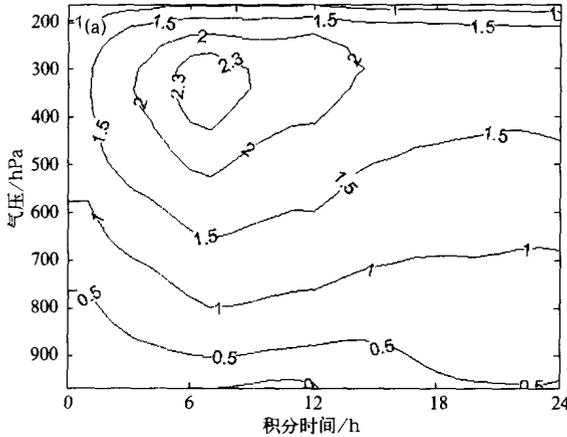


图6 T1的区域平均垂直速度(单位: $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) (a)和T4相对于T1的区域平均垂直速度差异(单位: $0.01 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) (b)

结合图2、图5和图6,雪晶辐射造成的降水改变是辐射变温率的直接作用和它引起的对流改变的间接作用的综合结果,间接作用是主要贡献。直接作用指雪晶辐射造成的温度场的改变通过改变云微物理过程引起的降水变化,而间接作用指温度场改变造成的垂直速度场的变化进而引起的降水变化。图2b反映的降水强度发生明显改变的时间在模拟12h之后,和辐射变温率改变以及对流改变的时间一致。在模拟最后阶段,雪晶辐射引起的辐射变温率改变减小到零,辐射场恢复到无雪晶辐射的水平,但对流的增大则持续到模拟结束,因此降水强度在模拟结束前仍然呈现出增大的趋势。综合起来,雪晶辐射对降水的作用主要是通过促进对流进而促进云的垂直发展而实现的。

4 结论

本文提出了一个简单的雪晶辐射参数化方案。并利用1998年6月8日的华南暴雨资料分别对不考虑雪、将雪作为霰、将雪作为冰晶和独立的雪晶辐射算法进行了数值试验,用以检验建立独立的雪晶辐射性质参数化的必要性和研究雪晶辐射对中尺度降水的作用。

本文的数值试验结果表明,雪晶是大气水凝物的重要组成部分,它在水凝物中具有最大的含水量和仅次于冰晶的数浓度。雪晶辐射对中尺度降水的影响是明显的,它能够显著地改变降水的局部特征,特别是降水中心的降水强度和位置,但对中尺度降水的整体分布结构改变不大。这个结果是由雪晶的空间分布特征决定的,雪晶主要位于降水区上空的中高层大气中,因此它对辐射场的改变也主要发生在相应的位置上,所以改变降水的局部特征。此外,雪晶辐射对降水影响在时间上也有明显的差异,它显著地改变白天降水,而对夜间降水影响很小。

不同的雪晶辐射性质算法试验(T2, T3和T4)的结果之间有明显的差异,这表明建立独立的雪晶辐射参数化是必要的。以往的辐射传输模式中将雪晶按某些经验关系折合成冰晶(如CCM3辐射模式^[18]),甚至云(如MM5中的Dudhia云辐射模式^[8])的方法,必然造成明显的误差。云微物理模式的发展为建立独立的雪晶辐射算法提供了条件,然而雪晶微物理性质的复杂性使得建立直接而准确的雪晶辐射性质参数化非常困难。本文的参数化方法是一个近似算法,它能够在一定程度上反映出雪晶的辐射性质,但还需要进一步的完善和提高。

参考文献

- [1] Fu Q, Krueger S K, Liou K-N. Interactions of radiation and convection in simulated tropical cloud clusters. *J Atmos Sci*, 1995, 52: 1311-1328.
- [2] Tao W-K, Lang S, Simpson J, et al. Mechanisms of cloud-radiation interaction in the tropics and midlatitudes. *J Atmos Sci*, 1996, 53: 2624-2651.
- [3] Sui C-H, Li X, Lau K-M. Radiative convective processes in simulated diurnal variations of tropical oceanic convection. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 2345-2357.
- [4] Xu K-M, Randall D A. Impacts of interactive radiative transfer on the microscopic behavior of cumulus ensembles. Part I: Mechanisms for cloud-radiation interactions. *J Atmos Sci*, 1995, 52: 800-817.
- [5] 赵春生,丁守国,秦瑜. 云内辐射传输过程对对流降水过程的影响. *自然科学进展*, 2003, 13(10): 1060-1066.
- [6] Chin H-N S. The impacts of the ice phase and radiation on a midlatitude squall line system. *J Atmos Sci*, 1994, 51: 3320-3343.
- [7] Chin H-N S, Fu Q, Bradley M M, et al. Modeling of a tropical squall line in two dimensions and its sensitivity to environment winds and radiation. *J Atmos Sci*, 1995, 52: 3172-3193.
- [8] Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a two dimensional model. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 3077-3107.
- [9] Churchill D D, Houze Jr R A. Effect of radiation and turbulence on the diabatic heating and water budget of the stratiform region of a tropical cloud cluster. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 903-922.
- [10] Miller R A, Frank W M. Radiative forcing of simulated tropical cloud clusters. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 482-498.
- [11] 丁守国. 积云过程中云与辐射相互作用研究. 北京: 北京大学地球物理系, 2001.
- [12] Pruppacher H R, Klett J D. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Boston: Kluwer Academic Publishers, 1997.
- [13] 周广强,赵春生,丁守国,等. 不同辐射传输方案对中尺度降水影响的对比分析. *应用气象学报*, 2005, 16(2): 148-158.
- [14] 汪宏七,赵高祥. 云微物理特性对云光学和云辐射性质的影响. *应用气象学报*, 1996, 7(1): 36-44.
- [15] 楼小凤. MM5 模式的新显式云物理方案的建立和耦合及原微物理方案的对比分析. 北京: 北京大学物理学院大气科学系, 2002.
- [16] Lou X-F, Hu Z-J, Shi Y-Q, et al. Numerical simulation of a heavy rainfall case in South China. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 128-138.
- [17] Reisner J, Rasmussen R J, Bruintjes R T. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1998, 124B: 1071-1107.
- [18] Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. Description of the NCAR Community Climate Model Version 3 (CCM3). NCAR Technical Note, NCAR, TN-420+STR, 1996.
- [19] 张国栋. 冰云短波辐射特性参数化. *应用气象学报*, 1997, 8(3): 284-292.
- [20] Fu Q, Liou K-N. On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J Atmos Sci*, 1992, 49: 2139-2156.
- [21] Liou K-N, Fu Q. A simple formulation of the delta-four-stream approximation for radiative transfer parameterization. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1940-1947.
- [22] 廖国男著. 周诗健译. *大气辐射导论*. 北京: 气象出版社, 1985: 250-254.
- [23] Fu Q, Liou K-N. Parameterization for the radiative properties of cirrus cloud. *J Atmos Sci*, 1993, 50: 2008-2025.
- [24] Stephens G L. Review: the parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 826-867.

A Simple Parameterization Scheme of Snow particle Radiative Properties and Effect on Mesoscale Precipitation

Zhou Guangqiang¹⁾²⁾ Zhao Chunsheng¹⁾ Qin Yu¹⁾ Lou Xiaofeng³⁾

¹⁾ (*Department of Atmospheric Science, School of Physics, Peking University, Beijing 100871*)

²⁾ (*Shanghai Typhoon Institute, Chinese Meteorological Administration, Shanghai 200030*)

³⁾ (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

Snow-particle, which is produced in Bergeron process, is a kind of solid particles in cloud. Snow-particle takes part in several microphysical processes, so it presents in different shapes. The multi-shape feature makes it difficult to develop a direct and detailed parameterization of the snow-particle radiative properties. At present, the water content and number concentration of snow water are predictable in newly developed dual-parameterized explicit moisture schemes, such as Reisner scheme and CAMS scheme. Consequently, the development of a simple parameterization scheme of snow-particle radiative properties becomes possible.

An individual parameterization scheme, in which all snow radiative properties are determined by effective size, is set up and implemented in MM5 V3 mesoscale model. A study on the effect of snow radiation on mesoscale precipitation is carried out using a South China severe storm case on June 8th, 1998. Four numerical experiments are designed to represent no snow radiative effect, assuming snow-particle as a part of graupel and ice crystal, and to calculate snow radiation using the algorithm set up respectively.

The distribution of snow water and its effect on the rainfall pattern, domain averaged integration rainfall and rain rate are investigated. The numerical experiment results show that the effect of snow radiation on mesoscale precipitation is obvious: ① Snow water plays an important role in the atmospheric water substances, it has the largest water content and the second largest number concentration; ② Snow radiation distinctly modifies the local properties of precipitation, especially the rain rate and position of rainfall center, though it has little effect on overall precipitation pattern; ③ The effect of snow radiation on precipitation during the daytime is much larger than that during the nighttime; ④ Distinct difference among the different experiment results indicates the necessity of establishment of an independent snow-particle radiative properties parameterization.

The discussion on the influences of snow radiation on precipitation shows that the indirect effect, which is the convective enhancement due to the relative snow radiative heating, contributes to the major rainfall variation. The radiative absorption of snow water heats the middle and upper atmosphere, causes stronger convection and produces more precipitation as a result. While the direct decreasing effect of snow radiative heating by microphysics is relatively neglectable.

In general, the effect of snow-particle radiation on mesoscale precipitation is obvious and an independent snow radiative properties parameterization is much necessary for the improvement of the ability of mesoscale model on the precipitation prediction.

Key words: snow-particle; radiative parameterization; mesoscale precipitation; radiative transfer