

史月琴, 楼小凤, 邓雪娇, 等. 华南冷锋云系的人工引晶催化数值试验. 大气科学, 2008, 32 (6): 1256~1275

Shi Yueqin, Lou Xiaofeng, Deng Xuejiao, et al. Seeding numerical experiments of cold front clouds in South China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32 (6): 1256~1275

华南冷锋云系的人工引晶催化数值试验

史月琴^{1, 2} 楼小凤² 邓雪娇³ 胡志晋² 周秀骥²

1 北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

3 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080

摘要 在对华南 2004 年 3 月 31 日~4 月 1 日的冷锋降水天气过程进行正确模拟的基础上, 通过向云中引入人工冰晶研究了催化效应, 结果表明: 催化使地面雨量在催化后 30 min 开始增加, 80 min 时达到峰值, 120 min 时减小到最小值。被催化的云团随着自然雨带逐渐向东南方向移动, 并且催化云影响其周围的云团, 造成了催化的下风方域外效应, 使催化效果可以延长到催化后 10 个小时, 随着自然云的消散而结束。人工冰晶的引入, 使得大量过冷雨滴快速转变为霰粒, 霰粒通过淞附云水和碰并雨滴过程增长, 使降水提前发展, 之后霰粒的融化使地面雨量增加。大量冻结潜热的释放, 使云中温度增加, 上升速度增强, 说明“静力催化作用”和“动力催化作用”是相互关联不可割裂的。在云体发展早期冷云降水过程还没有启动之前引入人工冰晶的催化效果优于云体发展接近成熟时的催化效果, 而只由催化剂量的不同造成的增雨差异较小。

关键词 冷锋降水 人工引晶 催化试验 中尺度数值模式

文章编号 1006-9895(2008)06-1256-20

中图分类号 P481

文献标识码 A

Seeding Numerical Experiments of Cold Front Clouds in South China

SHI Yueqin^{1, 2}, LOU Xiaofeng², DENG Xuejiao³, HU Zhijin², and ZHOU Xiuji²

1 Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080

Abstract Based on the reasonable simulation of cold frontal precipitation event in South China on 31 March 2004, seeding effects through directly adding ice crystals in the simulated clouds are studied. The results show that after seeding 30 minutes surface rainfall started to increase, after seeding 80 minutes the Net Rainfall Increment (NRI) reached a peak, then after 120 minutes NRI decreased to a minimum. The seeded cloud moved southeasterly with the natural precipitating band moving, and the seeded cloud influenced the neighboring clouds, which caused the seeding effects last about 10 hours, then dissipated with the natural clouds dissipating. The seeding effects conformed to the hypothesis of “downwind extra-area effects”. Supercooled raindrops were quickly transferred into graupels after artificial ice crystals were injected. Then graupels grew mainly through riming supercooled cloud water and collecting raindrops. Thus precipitation developed in advance, then the melting of graupels caused the surface rainfall increase. The release of a large quantity of fusion latent heat made the temperature in cloud increase,

收稿日期 2007-02-14, 2007-06-14 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40705002、40305001, 社会公益研究专项 2004DIB3J116, 国家科技支撑计划 2006BAC12B01, 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418306, 广东省科技计划项目 2003C32607

作者简介 史月琴, 女, 1973 年出生, 博士, 副研究员, 主要从事云降水数值模拟和人工影响天气研究。E-mail: shiyuq@cams.cma.gov.cn

strengthened the updrafts, which indicated that “static seeding” and “dynamic seeding” are correlative each other. The seeding effects of adding ice crystals in the cloud developing stage were better than those in the cloud mature stage. The difference of NRI caused only by the seeding agent dose in different seeding experiments was relatively small.

Key words cold frontal precipitation, artificial ice crystals, seeding experiment, mesoscale numerical model

1 引言

水资源的短缺已经严重制约了我国的工农业生产和人民的日常生活, 目前我国开展广泛的大规模的人工增雨作业, 并且取得了一定的经济效益和社会效益。但是由于自然云的复杂性和不确定性, 我们在实际作业中不可能遇到同样的云系, 在外场试验中开展不同部位、不同时机和不同剂量的人工增雨试验, 有些不切实际。2005 年 WMO 云物理和化学以及人工影响天气工作会议中指出, 在人工影响天气中利用云模式亟需研究解决的问题有: 在对流云中什么条件下加入人工冰核(IN) 可以增加或者减少降水量? 应该注重催化对云场造成的影响而不仅仅是对单个云体的影响, 以及找出不同类型云的最优催化方法^[1]。本文利用数值模式, 在对自然云场正确模拟的基础上, 通过引入人工冰晶, 来研究冷锋云系人工催化的反应。通过不同发展时间、不同部位以及不同催化剂量的数值试验, 进一步认识人工增雨中的科学技术问题。

过去, 国内外学者^[2~8]多利用对流云模式对单个的 γ 中尺度强对流云体进行防雹增雨的数值催化试验, 取得了很有意义的成果。如暖云底对流云自然降水由暖雨过程启动, 在自然冰晶形成之前催化能增加总降水, 引晶催化主要使过冷雨滴冻结成霰粒子。但是这种对流云模式一般以模拟单体对流云为主, 模拟的范围较小, 采用水平均匀背景场和人为扰动启动来模拟对流云体, 其生命时间较短, 也缺乏对云场和大中尺度天气背景作用的模拟能力, 不可能模拟云体之间的相互作用、云群的传播扩展和整个云场的演变。

另一些学者则用中尺度数值模式同云分辨方案相结合的方式, 对地形云^[9]和锋面层状云系^[10~14]进行云系结构演变和人工催化的研究, 得出了同观测较为一致的结果。但是, 对锋面层状云系的模拟利用的模式基本为静力平衡的中尺度模式, 并且模式的水平格距大于 30 km, 这样就不可能区分云中

的对流单体, 更不可能对云中的动力过程进行细致深入的研究。王以琳等^[15]、李宏宇等^[16]和洪延超等^[17]利用 MM5 模式研究了云系发展过程中作业时机和作业区的选择以及云系增雨潜力。但是, MM5 中尺度模式中采用的云分辨模式一般不是全面双参数的总体微物理方案, 它不包含降水粒子数浓度的预报量, 很难进行人工引晶催化的数值探索。

楼小凤建立同非静力平衡中尺度模式 MM5 耦合的中国气象科学研究院(CAMS) 中尺度云分辨模式^[18, 19], 采用了准隐式计算的双参数云可分辨方案, 该模式模拟的水平范围可以达到几千公里的尺度, 足以包含产生云降水过程的天气系统, 利用套网格技术同时可以将格距缩小到几公里的尺度, 以便于分辨中小尺度云体。孙晶等^[20]用该模式模拟研究了梅雨暴雨过程, 成功地再现了梅雨暴雨的中 α 、 β 、 γ 中尺度的结构和演变特点, 同天气、雨量和雷达等观测结果一致。上述 CAMS 云系模式最显著的优点是包含各种水成物粒子的数浓度和比质量的预报量, 因为在一些微物理转化过程中, 有的是主要产生粒子的数量, 而有的则主要增加粒子的质量, 人工催化主要是增加冰晶的数浓度, 由于初生冰晶单体质量很小, 所以比质量的增量相当小, 这种特点在单参数的云方案中是很难精确描述的。该云方案中的冰晶和雪晶以直径 0.03 cm 区分, 这么定义的冰晶也比较适合进行人工引晶催化的数值试验。

在文献 [21] 中, 我们利用 CAMS 中尺度云分辨模式, 对发生在 2004 年 3 月 31 日~4 月 1 日华南地区的冷锋降水云系进行数值模拟, 研究锋面对流云系宏微观结构及其降水物理机制, 得出同实测比较一致的结果。本文主要进行人工引晶催化的数值试验, 分析研究局地人工引晶对锋面对流云系降水的影响, 分析它造成的微物理效应和潜热释放等引发的动力和热力效应, 研究不同的催化时机、催化部位以及催化剂量对增雨效果的影响, 这些都是

人工引晶催化的基础性科学技术问题。

2 天气概况和催化试验设计

2.1 天气概况和模式介绍

受高空槽和地面弱冷空气的共同影响,广东省 2004 年 3 月 31 日~到 4 月 1 日出现大到暴雨、局部强对流天气过程。4 月 1 日,全省有 28 个站出现暴雨,是该过程中降水强度最大、暴雨站数最多的一天。为缓解干旱,河源、韶关和茂名等地进行了人工增雨作业。

模式的中心点设在(23°N, 113°E),水平方向采用二重双向嵌套,格距分别是 30 km 和 10 km,细网格基本覆盖华南地区。垂直方向为 23 层,模式顶气压为 100 hPa。选用 Grell 对流参数化方案、侧重模式底部边界层刻画的 Blackadar 高分辨率边界层方案、改进的 CAMS 显式云物理方案以及云辐射方案。利用 NCEP 1°×1°的 6 小时一次的再分析资料启动模式,模拟开始时间为 2004 年 3 月 31 日 00 时(国际协调时,下同),共积分 36 小时。

2.2 自然云发展过程

自然云系的整体演变和降水特征的分析研究见文献[21],这里着重介绍催化云团的发展演变过程。

根据已有认识,引晶催化应在云体发展早期有过冷云水和上升速度的地方进行。当模式积分到 1140 min 时(即 31 日 19 时),从模拟的 3 km 高度雷达回波和地面流场可知,此时地面锋线位于 26°N 附近,冷锋云系刚开始形成,锋面云系的组织性较差(图略)。因此在模式积分 1140 min 时重新启动模式,以后每 10 min 输出一次,即 $t=1$ 代表 1150 min。由 1150 min 云水比质量、冰晶数浓度和垂直速度的垂直剖面可以看出(图略),在 111.0°E~112.0°E 之间的云场中对流云体比较直立,冰晶仅仅存在于云的顶部,形成顶部的云砧,上升速度的中心在 -10°C 以上,最大值为 1 m/s,云水的强中心在 0~-10°C 之间,水云云顶高接近 -10°C,在负温区没有生成霰,雨水含量较小,最大仅达 0.5 g/kg,说明雨水刚刚由暖雨过程形成。图 1a 是 1170 min 时 $k=14$ 层(约 -8°C)的云水比质量和上升速度图,可知,25.0°N~26.0°N 之间的云体,其云水含量达到 1.6 g/kg,上升速度最大超过 2 m/s,而整个锋面云系的组织性还较低。从图 2a 可见,随着

时间的演变,云体逐渐向高伸展,水云云顶伸展到 -10°C 以上,并且向东发展,强中心不断向高扩展,云水含量最大值达到 1.8 g/kg,位于 -10°C 层附近,上升运动的中心向云的中下部延伸,最大值超过 1 m/s,并且与云水中心重合,霰仍然极少,雨水基本仍由暖雨过程形成(图 2b),负温区有过冷雨滴存在,地面降水较弱,此时云水大值区自然冰晶极少,冰相降水过程没有启动,云体还处于发展阶段。到 1190 min,由图 1b 可以看出,原来相对独立的两块主要云团合并形成一条带状云系并东移,锋面的组织性得以提高。从图 2c 可知,对流单体的云水顶高已经超过了 -20°C,中心值达到 2.0 g/kg,位于 -20°C 以上区域,上升速度不断加强,达到了 5 m/s,并且冰晶向下传播,和云水混合到一起,形成了“播种-供应”的降水云结构。图 2d 显示在 0~-10°C 之间已有最大值为 0.9 g/kg 的霰,雨水含量增大,过冷雨水的含量比较高,达 0.8 g/kg,此时云体发展已经接近成熟。到 1200 min 时,在 0~-10°C 之间生成了大量冰晶,强云水中心下降到 0°C 层,霰发展得非常深厚,一直到云顶都有霰(图略)。随后云团向东略偏南的方向移动。

到 1360 min ($t=22$) 时(图 1c),云团向东移动到 113.5°E 附近,并且略向南移动到 25°N~25.5°N,此时云水含量降低,只为 0.9 g/kg,云团处于维持阶段,但此时中尺度云带发展比较旺盛。之后观察的云团的云水含量一直不到 1.0 g/kg,但是锋面云系比较成熟。从 $t=53$ 开始,锋面云带开始减弱变为云团,到 $t=60$ 时(图 1d)云团移动到(24°N, 116.5°E)附近,趋于消散。这块云团随着锋面移动而移动,总共维持 10 个小时左右。

2.3 催化理论和试验设计

催化主要有两种作用,一是“静力催化作用”,指催化对云中微物理降水过程的影响。另一是“动力催化作用”,指催化造成的云中水凝物相态变化、潜热和负荷变化引起云中热力和动力的变化,造成云体尺度、生命时间和降水的变化^[22, 23]。但是,近期的外场试验和数值模拟研究表明,在实际云体中,“动力催化作用”和“静力催化作用”不可能割裂,它们之间通过微物理转化和动力、热力转化而相互关联。

利用云模式进行催化试验,主要有三种方

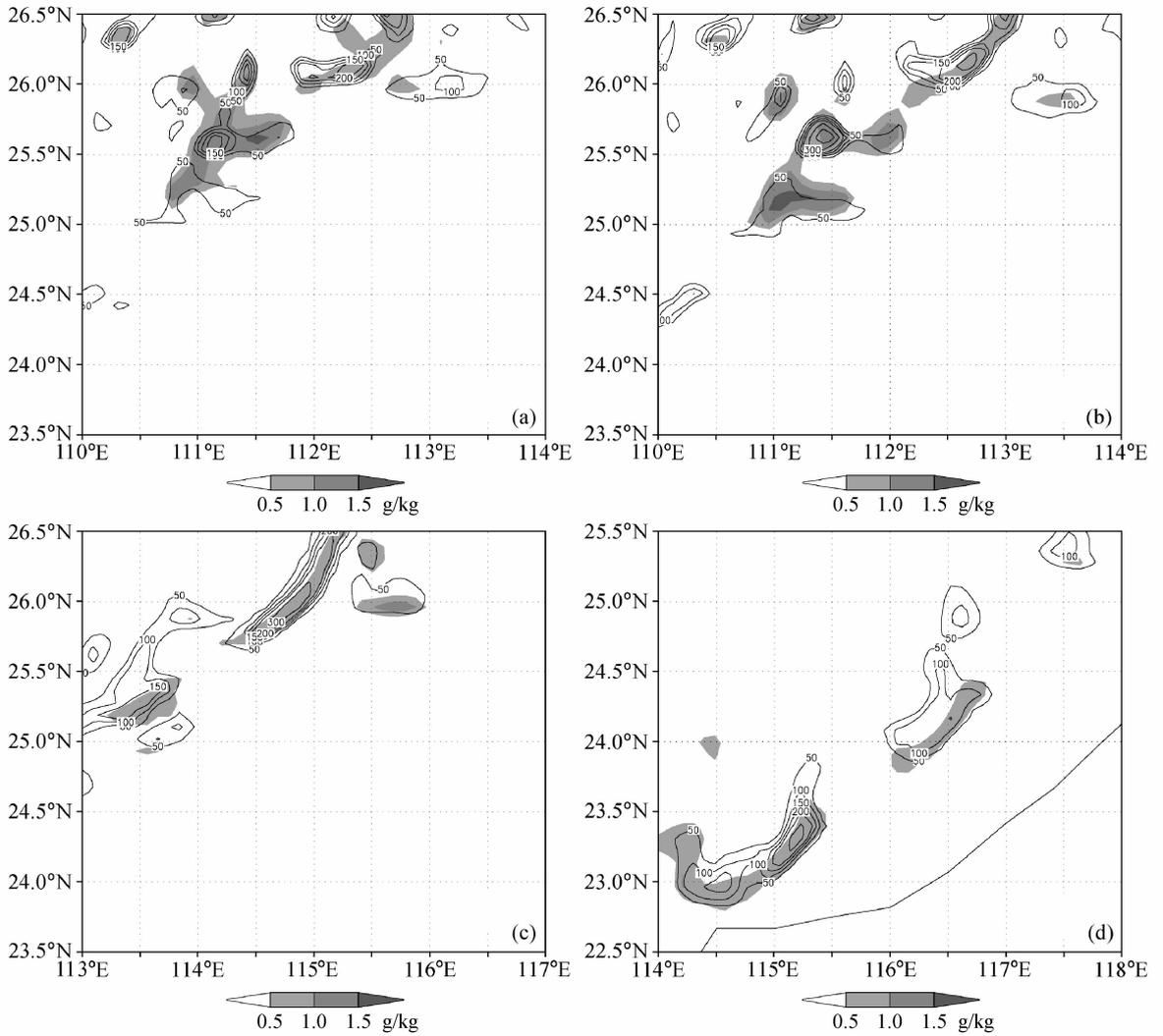


图1 $k=14$ 层的云水比质量 (阴影) 和上升速度 (实线, 单位: cm/s) 图: (a) 1170 min; (b) 1190 min; (c) 1360 min; (d) 1740 min

Fig.1 Horizontal distribution of cloud water mixing ratio (shaded) and updraft velocity (solid line, cm/s) at level $k=14$: (a) 1170 min; (b) 1190 min; (c) 1360 min; (d) 1740 min

法^[22], 第一是在预先选定的温度区域内直接把过冷水转化为云冰, 这种方法可以是在一个格点上瞬时转化, 也可以是在一定的温度区域内多个格点上缓慢转化; 第二种方法是在模式选定的时空范围内人为地增加一定数量的冰晶数浓度和相应的很少的冰晶比质量, 这种方法适用于原理试验和液氮等的催化模拟; 第三种方法是在模式云中的合适部位和时间直接加入催化剂, 模拟催化剂的演变、核化及其与云和降水粒子的相互作用, 这种方法与自然云中催化剂的扩散增长过程最为接近。作为原理研究, 本文选用第二种方法进行催化模拟试验。

为了研究冷锋对流降水中的增雨可能和增雨机

制, 我们设计不同的催化时机和催化剂量进行人工引晶的催化数值试验, 即在云的发展早期和成熟时期分别进行催化。选择 1170 min (代表云体的发展期) 和 1190 min (代表云体的成熟期) 分别进行催化, 通过向上升运动中心与云水含量中心重叠的区域引入不同剂量的人工冰晶而实现, 具体催化范围和催化剂量设置见表 1。

3 不同时机和剂量的催化净增雨效果

3.1 不同时机的催化净增雨效果

图 3 是催化后地面净增雨量总和随时间的演变, 净增雨量总和是指整个第二套网格的模拟区域

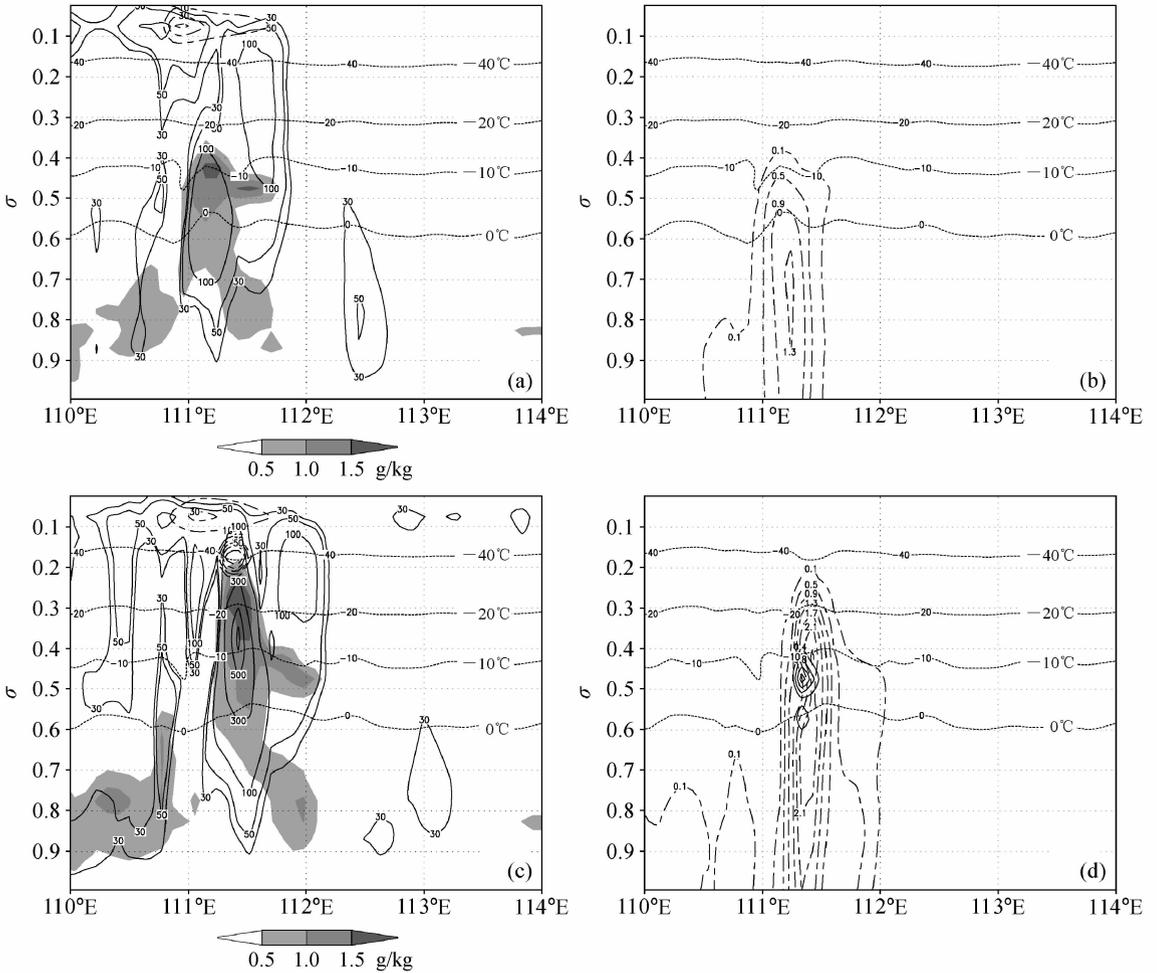


图 2 沿 25.6°N 云水比质量 (阴影)、冰晶数浓度 (虚线, 单位: L^{-1}) 和上升速度 (实线) 的垂直剖面 (a、c) 以及雨水比质量 (虚线) 和霰比质量 (实线) 的垂直剖面 (单位: g/kg) (b、d); (a、b) 1170 min; (c、d) 1190 min

Fig. 2 Vertical cross sections of (a, c) mixing ratio of cloud water (shaded), number concentration of ice (dashed line, L^{-1}) and updraft velocity (solid line, cm/s) and (b, d) mixing ratio of rain water (dashed line) and graupel (solid line) (g/kg) along 25.6°N; (a, b) 1170 min; (c, d) 1190 min

表 1 不同催化试验的参数设置

Table 1 Design of different seeding experiments

	水平区域	垂直层	温度/ $^{\circ}C$	时间/min	剂量/ kg^{-1}	备注
试验 1	(25.02°N~26.04°N, 111.05°E~112.17°E)	14	-8	1170 ($t=3$)	10^5	云体发展期
试验 2	(25.02°N~26.04°N, 111.05°E~112.17°E)	14	-8	1170 ($t=3$)	10^7	云体发展期
试验 3	(25.02°N~26.04°N, 111.05°E~112.17°E)	14	-8	1170 ($t=3$)	10^8	云体发展期
试验 4	(25.02°N~26.04°N, 111.05°E~112.17°E)	14	-8	1190 ($t=5$)	10^5	云体成熟期

内催化后的降雨总量与不催化的降雨总量的差值。从图 3 中可以看出, 无论在发展期 ($t=3$) 还是在成熟期 ($t=5$) 进行催化, 都能使地面雨量净增, 并且变化趋势一致。催化后 30 min 中之内, 地面雨量轻微减小, 净减雨量不足 $10^6 t$, 而后, 净增雨量

迅速增加, 到 $t=11$ 时 (即催化后 60 min 或者 80 min), 净增雨量达到第一个峰值, 随后, 地面净增雨量迅速减少, 到 $t=15$ 时 (即催化后 100 min 或 120 min) 地面净增雨量的总和达到第一个极小值。这种先少量减少以后增加再减少的催化效果,

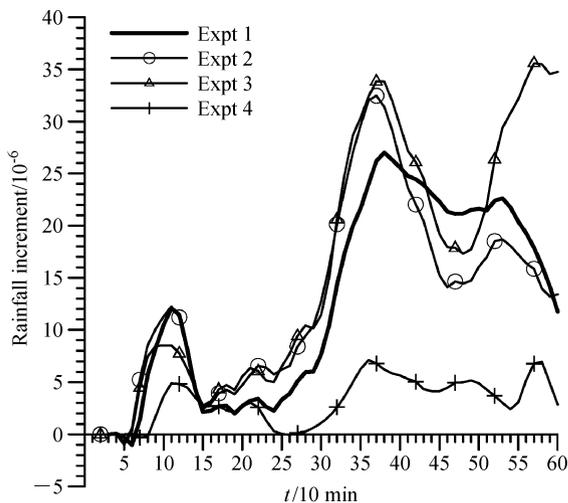


图3 不同催化试验的地面净增雨量总和随时间的演变

Fig. 3 Temporal evolution of total net surface rainfall increment in different seeding experiments

同层状云的催化结果一致, 同对流云的催化效果也接近。

从不同催化时机来看, 在这第一个变化周期内, 在发展期 (1170 min) 进行催化的净增雨量大于成熟期 (1190 min) 的催化, 比例约为 2.5 倍。 $t=15\sim 21$ 时, 两个催化试验的净增雨量变化平缓, 并且净增雨量大小基本一致。之后, 这两个试验的差异变得明显, 发展期的净增雨量远大于成熟期的, 但是它们的起伏变化趋势非常一致。从这个对比结果来看, 可知在云体发展早期进行催化其效果优于在成熟期进行催化, 这与对流云催化数值试验的结果是一致的^[4, 5]。

3.2 不同剂量的催化净增雨效果

从图 3 通过在云体发展期引入不同的催化剂量的分析可以看出, 当人工引晶的剂量为 10^7 kg^{-1} 时, 其地面净增雨量之和的变化趋势在第一个变化周期 (即 $t=15$) 之前与 10^5 kg^{-1} 几乎是一致的, 而 10^8 kg^{-1} 的催化其净增雨量之和小于 10^5 kg^{-1} 的。在 $t=15$ 之后, 10^7 kg^{-1} 和 10^8 kg^{-1} 的变化趋势基本一致, 净增雨量之和都是不断增大, 到 $t=38$ 时达到极大值, 随后迅速减少, 在 $t=47$ 时达到极小值, 之后又有增大。采用小剂量 10^5 kg^{-1} 的催化, 在 $t=15$ 到 $t=24$ 期间基本不变, 以后增大; 同样在 $t=38$ 时达到最大, 以后减少; 同样在 $t=47$ 时达到极小值, 以后又增大, 到模拟结束时地面净增雨量总和为 $14.15 \times 10^6 \text{ t}$ 。这三种剂量催化后的净

增雨量的变化趋势相当一致。

4 催化造成的云中物理变化

我们以 $t=3$ 时刻催化剂量为 10^5 kg^{-1} 的试验为例, 分析引起第一个地面雨量增减周期变化的原因。从图 4a 可以看出, 催化后 30 min ($t=6$) 时催化区对应的地面出现一个减雨中心, 这个减雨中心与地面的自然降水中心相对应, 10 min 内的减雨量为 1.5 mm。从图 4b 得知, 催化后 70 min ($t=10$) 时, 地面自然降水中心附近即 (25.75°N , 112°E) 出现增雨, 10 min 内的增雨量为 1.8 mm。图 4c 显示催化后 120 min ($t=15$) 时, 在 (25.6°N , 112.6°E) 附近, 地面又出现减雨, 10 min 内的减雨量为 1.0 mm。从图 4d 可以看出, 120 min 内地面净增雨量的最大值为 4 mm, 位于 ($25.6^\circ \text{N} \sim 25.75^\circ \text{N}$, $111.8^\circ \text{E} \sim 112^\circ \text{E}$) 之间, 在自然降水的大值中心。减雨中心最大达到了 2 mm, 位于 ($25.5^\circ \text{N} \sim 25.95^\circ \text{N}$, $112.3^\circ \text{E} \sim 112.6^\circ \text{E}$) 之间, 在自然降水大值中心的东边。催化后雨量增减变化的中心位置随着自然降水中心而移动, 反映了这个周期内催化只是影响局部的云团, 而没有影响距离较远的整个降水云系。因此, 将催化后的 10~30 min ($t=4\sim 6$) 作为第一阶段, 40~80 min ($t=7\sim 11$) 为第二阶段, 90~120 min ($t=12\sim 15$) 为第三阶段来具体分析引起这种变化的微物理机制和动力、热力场调整变化。

4.1 催化后第一阶段

图 5 是催化后 20 min 时 ($t=5$) 催化云与自然云物理量差值沿 25.70°N 的东西向剖面。从图 5a 可以看出, 在催化区域内高空过冷云水大幅度减少, σ 为垂直坐标, $\sigma=0.3\sim 0.5$ ($-20\sim -5^\circ \text{C}$) 之间云水减少最大达到了 0.8 g/kg; 图 5b 显示高空过冷雨水大量减少, 在 $\sigma=0.5$ 层上下雨水减少达到 1.3 g/kg, 并且由于空中雨水含量的大幅减少, 造成落到地面的雨水也减少, 这造成了地面雨量的减少; 从图 5c 看出, 自然的霰比质量很小, 最大不超过 0.11 g/kg, 催化后霰主要在上升速度增加而过冷云水和过冷雨水减少的区域生成, $\sigma=0.4\sim 0.5$ 之间霰的增加达到 2.4 g/kg, 而霰的增加有利于提高降水效率; 图 5d 表明雪晶只在主体云系的前方浅薄云水区域增加, 这儿的上升速度较弱, 有利于产生雪晶, 其增加量很小, 只有 0.005 g/kg;

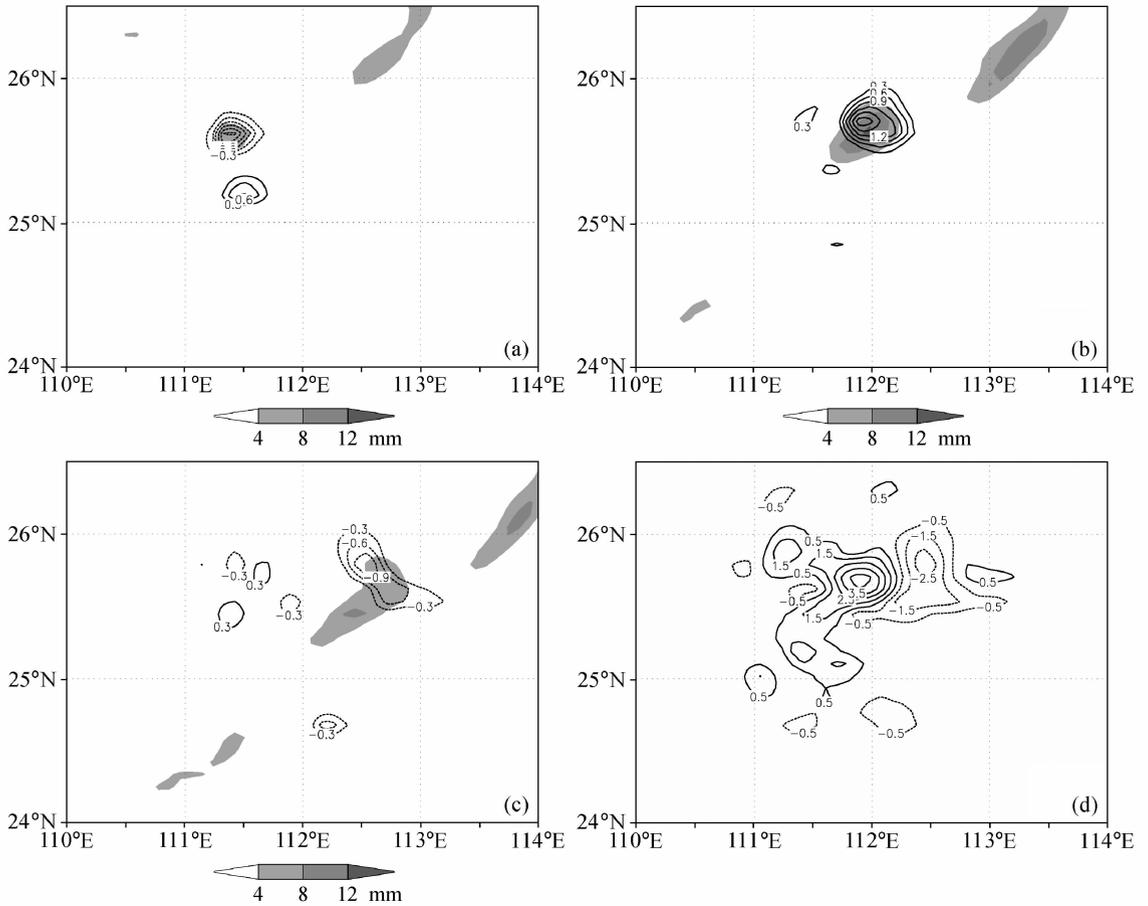


图4 不同时间的地面净增雨量(单位: mm): 催化后(a) 20~30 min、(b) 60~70 min、(c) 110~120 min 内的累积雨量差; (d) 催化后 120 min 内的总雨量差。点线: 减雨区; 阴影: 10 min 内的自然降水

Fig. 4 Net surface rainfall increment (mm) after seeding (a) 20-30 min, (b) 60-70 min, (c) 110-120 min, (d) 0-120 min. Dot line: decreasing rainfall; shading: natural rainfall during 10 min

从图 5e 可以清楚地看出在 $\sigma=0.4\sim 0.5$ 之间增加的人工冰晶, 而位于其正上方云顶附近的冰晶数浓度也大幅度增加, 这可能是被上升气流带上来的人工冰晶。云中水凝物相态的转变引起云中温度增加, 最大增温达到 0.7°C , 位于霰大量增加的区域(图 5g)。与增温区相应, 云中的上升速度也有所增加, 最大超过 30 cm/s , 并且上下贯穿整个云团(图 5f), 降水的增加滞后于上升速度的增加, 从图 5f 还可以看出, 在升速加强区的西边出现较弱的升速减弱区, 这是补偿运动造成的。这种催化后引起的云中物理场的改变, 与 Orville 等^[24]的研究结果是一致的。而霰的下落融化, 需要一定的时间, 所以第一阶段地面的雨水仍少量减少。

图 6a 是催化后 5 min 通过地面减雨中心 (25.70°N , 111.52°E) 催化云中冰晶碰并过冷雨滴

(Cri)、雪晶碰并过冷雨滴 (Crs)、霰碰并过冷雨滴 (Crg) 和霰的淞附 (Ccg) 过程的瞬时转化率。自然云中, 此时这 4 个微物理转化过程为 0。可以看出, 在 $k=14$ 层引入人工冰晶 5 min 后, Cri 过程的瞬时转化率在催化层最大达到 $0.001\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 过冷雨滴由于人工冰晶的碰并而快速减少转变为霰, 同时, Crg 和 Crs 过程的转化率也增加, 加速消耗过冷雨滴, 促进了云中过冷雨水向霰的转化, 并且这几个转化过程主要发生在过冷区即在 $k=13, 14, 15$ 层。而 Ccg 过程在催化层的最大值与 Cri 过程的最大值几乎相等, 这在消耗过冷云水的同时造成了霰的增长, 加速云中冰相降水过程的发展, 充分利用云体发展早期凝结出的液态水。由于这四个过程中, 只有 Cri 和 Crs 过程会产生新的霰粒子, 而 Crg 和 Ccg 过程只是使霰粒子的质量增

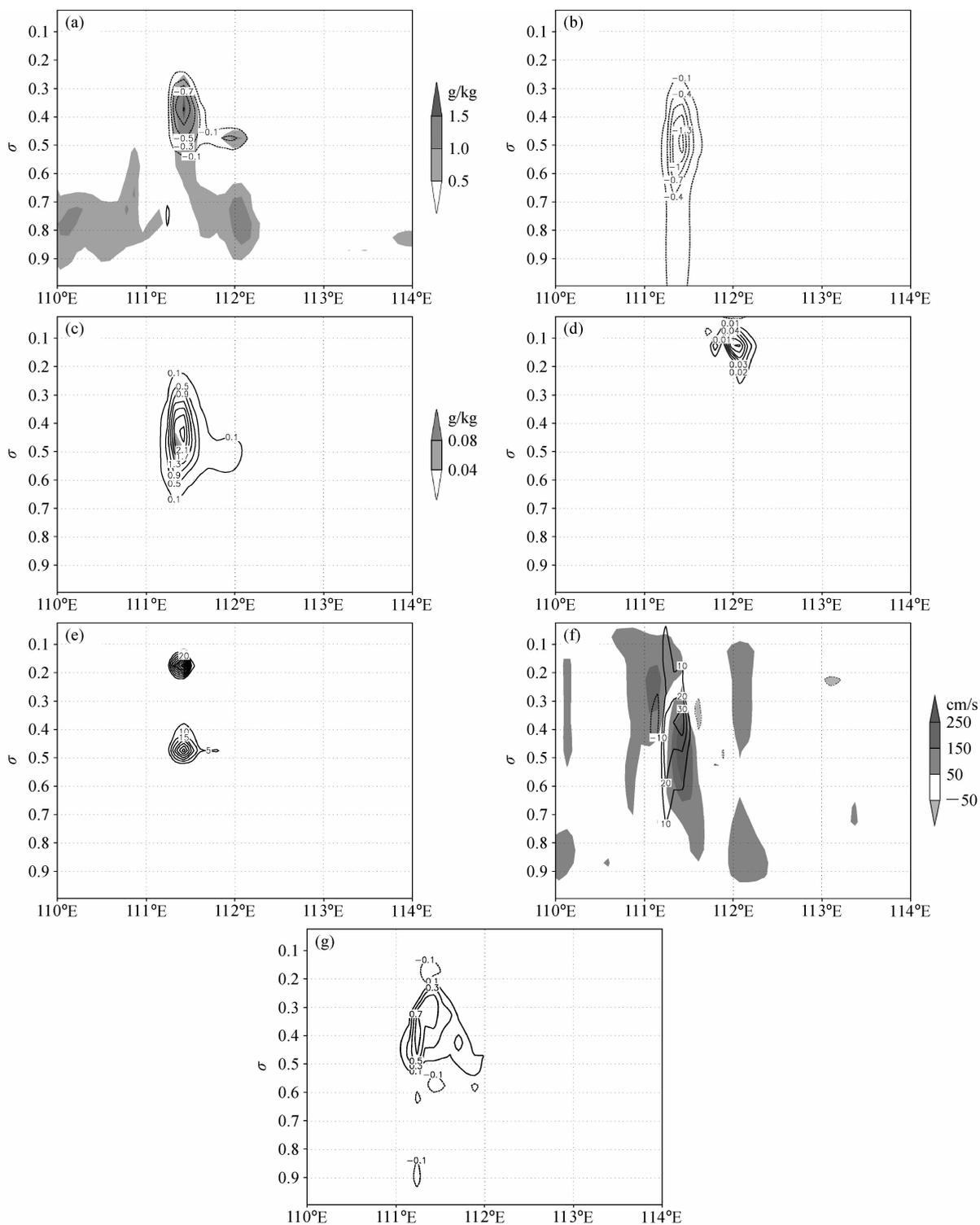


图 5 催化后 20 min 时物理量差值 (催化后的值减去相应时刻自然云的值) 沿 25.70°N 的垂直剖面: (a) 云水、(b) 雨水、(c) 霰、(d) 雪晶比质量 (单位: g/kg); (e) 冰晶数浓度 (单位: L⁻¹); (f) 垂直运动速度 (单位: cm/s); (g) 温度 (单位: °C)。 (a、c、f) 阴影为该变量自然云的值, (f) 负值为下沉 (同时用阴影和等值线表示)

Fig. 5 Vertical cross sections of the differences (seeding variables minus natural ones) after seeding 20 min along 25.70°N: Mixing ratio (g/kg) of (a) cloud water, (b) rain, (c) graupel, (d) snow; (e) number concentration of ice (L⁻¹); (f) vertical velocity (cm/s); (g) temperature (°C). (a, c, f) Shadings: natural values, (f) shading negative encircled by contour stands for downdraft

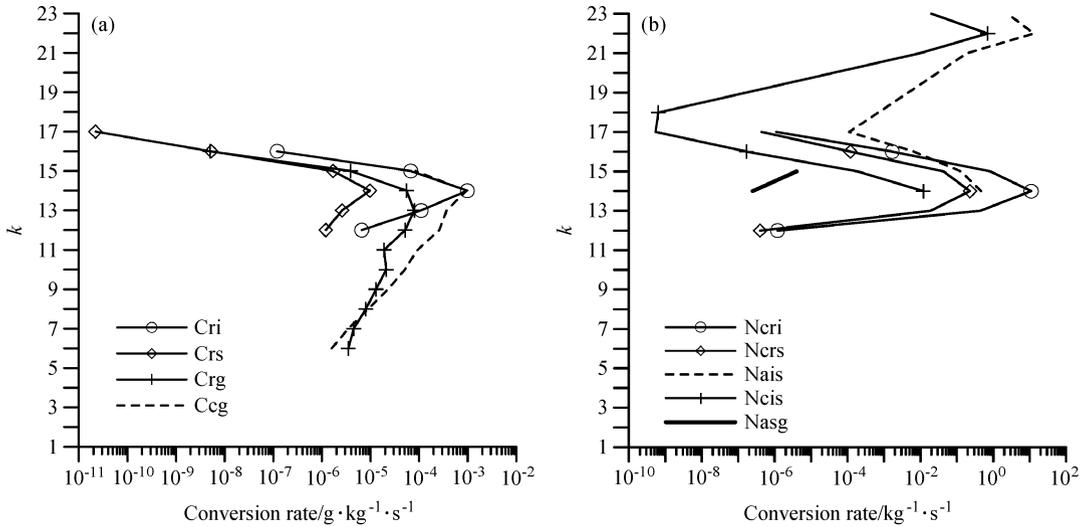


图6 催化后5 min时(25.70°N, 111.52°E)的霰的源项的微物理过程转化率(a, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和粒子数浓度的转化率(b, 单位: $\text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 Microphysical conversion rates of source terms of graupel at (25.70°N, 111.52°E) after seeding 5 min: (a) Mixing ratio; (b) number concentration

加, 所以我们分析产生新的霰粒的主要过程。图6b是同一时刻同一地点的催化云中数浓度的瞬时转化率, 图例中N表示该过程数浓度的转化率(下同), 从图中可知, 催化层冰晶碰并过冷雨滴转化为霰过程(Ncri)产生的霰粒子数浓度达到 $10 \sim 20 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 是最主要的霰粒子产生过程, 雪晶碰并过冷雨滴转化为霰过程(Ncrs)产生的霰粒数浓度约为Ncri过程的百分之几, 而雪向霰的自动转化过程(Nasg)由于该时刻雪晶含量很少, 产生的霰粒非常少。同时可以看出, 冰-雪的自动转化(Nais)使云中雪晶粒子浓度增加, 并且Nais过程产生的雪晶多于雪晶碰并冰晶(Ncis)过程形成的雪晶。正是因为云中含有大量的过冷雨滴, 才使人工冰晶快速转化为霰粒, 促进了冰相降水过程的发展, 这与何观芳等^[4]和洪延超^[5]暖云底雹云早期催化的模拟结果基本一致。

图7是通过减雨中心在20 min时各种云物理量和微物理过程转化率垂直分布的变化, Q_c 、 Q_r 、 Q_g 分别为云水、雨水和霰的比质量, N_r 、 N_i 、 N_s 、 N_g 分别为雨水、冰晶、雪晶和霰的比数浓度, 图例中-n表示自然云, -s表示催化云, s-n表示催化云与自然云的差值(下同)。由图7a可以看出, 自然云中的云水(Q_c -n)的最大值达到 2.3 g/kg , 位于高空的18层, 雨水(Q_r -n)的大值也位于高层, 达

到 2.8 g/kg , 但是低层的雨水含量很小, 只有 1.3 g/kg , 而霰(Q_g -n)的含量非常低, 14层只有 0.5 g/kg , 可知这时刻自然云中的冷云降水过程很弱, 自然云正处于发展阶段。从图7d可以看出, 霰的融化过程(Mgr)很弱, 而雨滴同云滴的碰并(Ccr)是产生雨水的主要微物理过程。催化后20 min时, 14~20层的过冷云水(Q_c -s)大量减少, 13~19层的过冷雨水(Q_r -s)几乎全部转化为霰, 过冷雨水的含量接近为0, 而霰(Q_g -s)的增量超过了 5.0 g/kg , 最大达到 5.5 g/kg , 位于17层。从图7b可知, 雨水数浓度($N_{r,s-n}$)的最大减少高度与霰的数浓度($N_{g,s-n}$)的最大增加高度一致, 均在17层。从图7c可知, 此时Cri和Crs过程不断向高空扩展, 14~20层之间的增长率基本一致, 即在这个区域内霰都明显增加, 并且Cri过程仍然是霰粒子的主要的产生源项, 雪向霰的自动转化过程Asg仍然比较小。但冰-雪的自动转化Ais过程也向高空扩展, 生成更多的雪晶。由图7d可知, 催化后云中雨滴碰并云滴(Ccr)过程在 $k=12$ 层以下的暖区几乎没有变化, 但是冷区Ccr大量减少, 这主要因为过冷雨滴被人工冰晶碰并而转化为霰, 同时霰的淞附Ccg过程大量增加, 消耗了过冷云水。霰的融化(Mgr)过程催化后大量增加, 约为催化前的100倍, 但是对于雨水的贡献仍然小于Ccr, Ccr过程仍

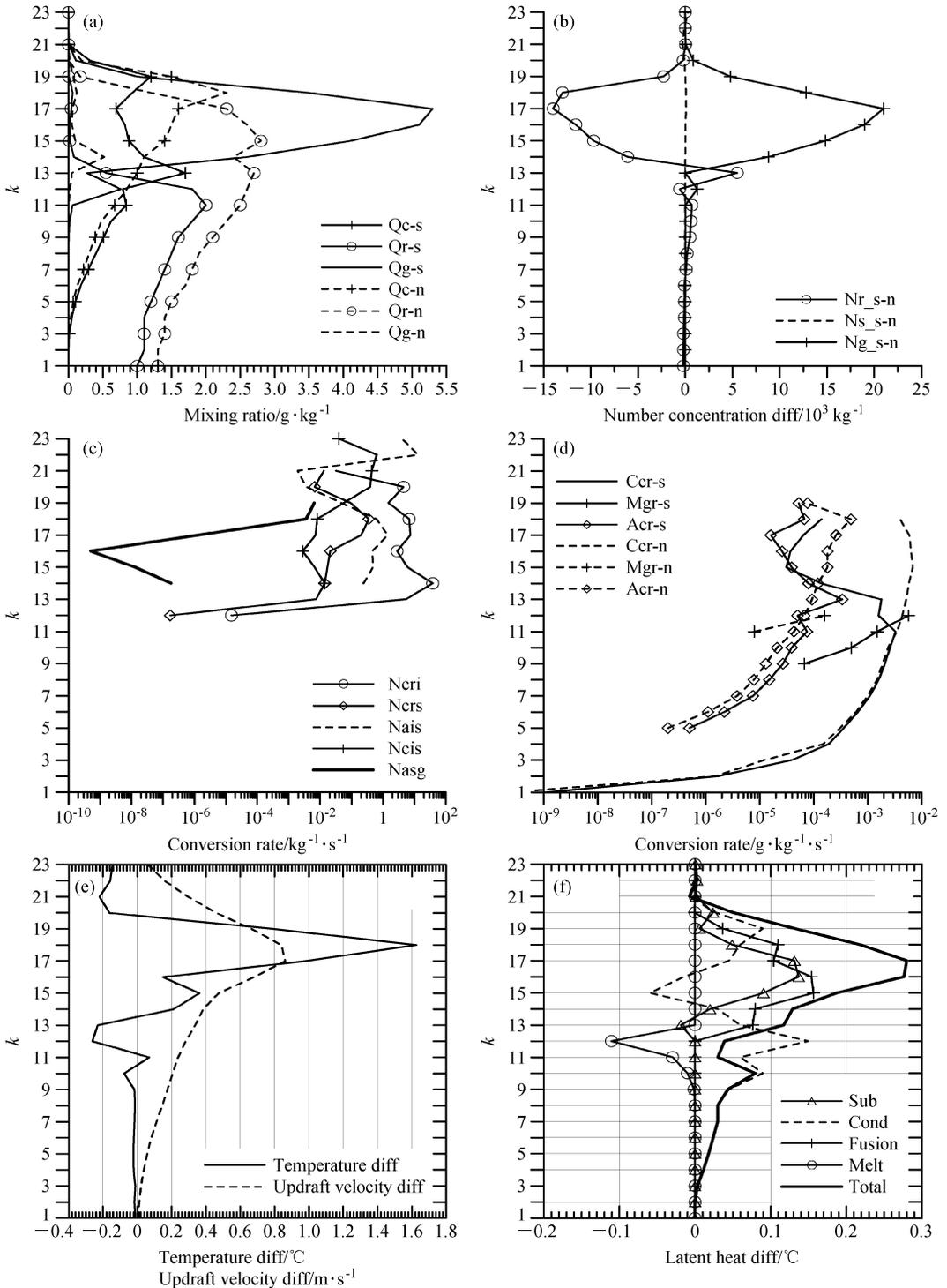


图 7 催化后 20 min 时通过地面减雨中心 (25.70°N, 111.52°E) 的物理量的变化: (a) 催化云与自然云中水凝物比质量; (b) 催化云与自然云的粒子数浓度差值; (c) 数浓度转化率; (d) 雨滴源项的微物理过程转化率; (e) 催化云与自然云的温度差和上升速度差; (f) 60 s 内的催化云与自然云中潜热差值廓线

Fig. 7 Vertical profiles of microphysical terms at decreasing surface rainfall center (25.70°N, 111.52°E) after seeding 20 min; (a) Hydrometeor mixing ratio of seeding and natural clouds; (b) difference of number concentration between seeding and natural clouds; (c) conversion rate of number concentration; (d) conversion rate of source terms of rain drops; (e) difference of temperature and difference of updraft velocity between seeding and natural clouds; (f) difference of latent heat between seeding and natural clouds during 60 s

然是雨滴增长的主要微物理过程。云滴向雨滴的自动转化 (Acr) 过程催化后在催化层以上的过冷区由于云水的减少而明显减少, 但暖区有少量增加。随着云中过冷雨水和过冷云水向霰的转化, 加速了云中冰相降水过程的发展, 从而为改变降水的时空分布打下基础。

这些微物理转化过程会引起水凝物粒子相态的改变, 相态的改变会导致潜热的释放, 从而引起云中热力场的变化。图 7e 是催化后 20 min 时催化云与自然云的温度差和上升速度差, 从图中可以看出, 从催化层一直到 $k=19$ 的过冷区内催化后云中温度都是增加的, 增幅为 $0.2\sim 1.63^{\circ}\text{C}$, 仔细分析增温高度, 可知 $k=18$ 时的增温最强, 那么是什么过程引起这么大的增温? 图 7f 是催化后 20 min 时 60 s 内的催化云与自然云中潜热差值的廓线。从中可知凝华潜热 (Sub) 在 14~21 层之间都是正值, 并且在 $k=16, 17$ 时超过 $0.13^{\circ}\text{C}/60\text{ s}$ 。凝结潜热 (Cond) 只有 15、16 层是负值, 说明该区域由于 Bergeron 过程引起云水的蒸发而加速冰相粒子的增长。冻结潜热差值 (Fusion) 在 13~20 层是正值, 尽管单位质量的凝华潜热接近单位质量的冻结潜热的 6 倍, 但由于冻结过程的转化率明显变大, 所以冻结潜热的最大值还大于凝华潜热的最大值, 15 层最大达到 $0.15^{\circ}\text{C}/60\text{ s}$ 。融化潜热 (Melt) 只出现于 10~12 层, 12 层最大达到 $-0.11^{\circ}\text{C}/60\text{ s}$ 。而由于粒子相态改变引起的潜热差值之和 (Total) 在 17 层达到最大值为 $0.28^{\circ}\text{C}/60\text{ s}$, 那么 10 min 内足以产生 1.63°C 的增温。另外, 由于云中热力场的改变, 温度升高后, 气块所受的浮力加大, 造成云中整体上升速度的增加, 在 $k=17, 18$ 层上升速度的增幅超过 0.8 m/s , 潜热释放引起云中动力场的改变。垂直速度的增大导致凝结—凝华过程的增强, 形成正反馈。

综合分析可知, 人工冰晶的引入引起了云中水凝物的相互转化, 过冷云水和过冷雨水快速减少, 而霰大量增加, 霰粒的落速小于雨滴的落速, 下落后延, 这属于“静力催化作用”; 同时, 由于云中水凝物相态的转变, 而导致云中温度和上升速度的改变, 这属于“动力催化作用”, 二者是相互关联不可割裂的。正是因为云中水凝物的相互转化, 加强冷云降水过程, 从而导致增加降水或改变降水时空分布的结果。

4.2 催化后 40~80 min 的第二阶段

图 8 是催化后 60 min 时 ($t=9$) 催化云与自然云物理量差值沿 25.70°N 的东西向剖面。从图 8a 可知, 云水只在 $\sigma=0.4\sim 0.6$ 之间 $111.0^{\circ}\text{E}\sim 111.4^{\circ}\text{E}$ 的区域减少, 最大减少 0.5 g/kg , 其他区域云水增加, 最多为 0.5 g/kg , 而云水增加的区域基本与上升速度增加的区域相对应 (图 8f)。从图 8b 看出, 这个阶段催化后的雨水增加非常明显, 最大为 0.5 g/kg , 主要位于 $\sigma=0.6$ 以下的低层, $111.3^{\circ}\text{E}\sim 112.4^{\circ}\text{E}$ 之间, 上一阶段中层大量增加的霰在这段时间内下落融化使低层雨水含量增加, 并最终增加地面降水。由于整个雨团向东移动, 这阶段增加的雨水中心 (约 111.8°E) 位于上阶段高空霰增加中心 (约 111.4°E) 的东侧。此时, 自然云中霰的含量非常大, 达到了 8.0 g/kg , 催化使霰粒提早发展下落, 所以高空霰量减少, 最大减少量达到 2.1 g/kg , 只在 $\sigma=0.5\sim 0.7$ 的局部区域有少量增加的霰粒 (图 8c)。云顶冰晶数浓度的增加区域 (图 8e) 和雪晶比质量的增加区域 (图 8d) 与霰减少区域对应。由于降落的水凝物增加, 增强了降水粒子的拖曳作用, 使 $111.5^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$ 区域的上升速度减小, 下沉气流加强 (图 8f), 上升速度减弱比雨水减少提前发展, 说明地面雨量的增减变化主要依赖于动力过程的改变, 而在上升速度减小的东西两侧由于气流补偿各形成一个上升速度增加的区域。霰粒子的下落融化, 造成云中 $\sigma=0.6$ 以下的暖区温度降低 (图 8g)。

图 9a 和 9b 是催化后 40 min 时的霰粒数浓度和比质量的主要微物理过程的转化率。从图 9a 可知, 在催化后 40 min 时, N_{cri} 和 N_{crs} 都比自然云中的小, 与图 7c 对比可知, N_{cri} 由催化后 20 min 时的 $10\sim 20\text{ kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 减少到不足 $1\text{ kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 并且霰粒比质量的主要源项霰的淞附过程 C_{cg} 也比自然云中的小 (图 9b), 霰粒数浓度的主要源项减小, 直接导致高空霰粒的减少, 而霰粒的减少也会导致 C_{cg} 过程减小。

图 10a、b、c 是催化后 60 min 时云物理量和霰粒过程转化率通过增雨中心 (25.70°N , 111.98°E) 的垂直剖面, 从中可以很清楚地看出催化前后物理量的变化。从图 10a 可知, 这时自然云中大量的霰 ($Q_{\text{g-n}}$) 位于高层, 18 层霰含量最多, 而几乎没有过冷雨水 ($Q_{\text{r-n}}$), 且云水 ($Q_{\text{c-n}}$) 含量很少, 表明

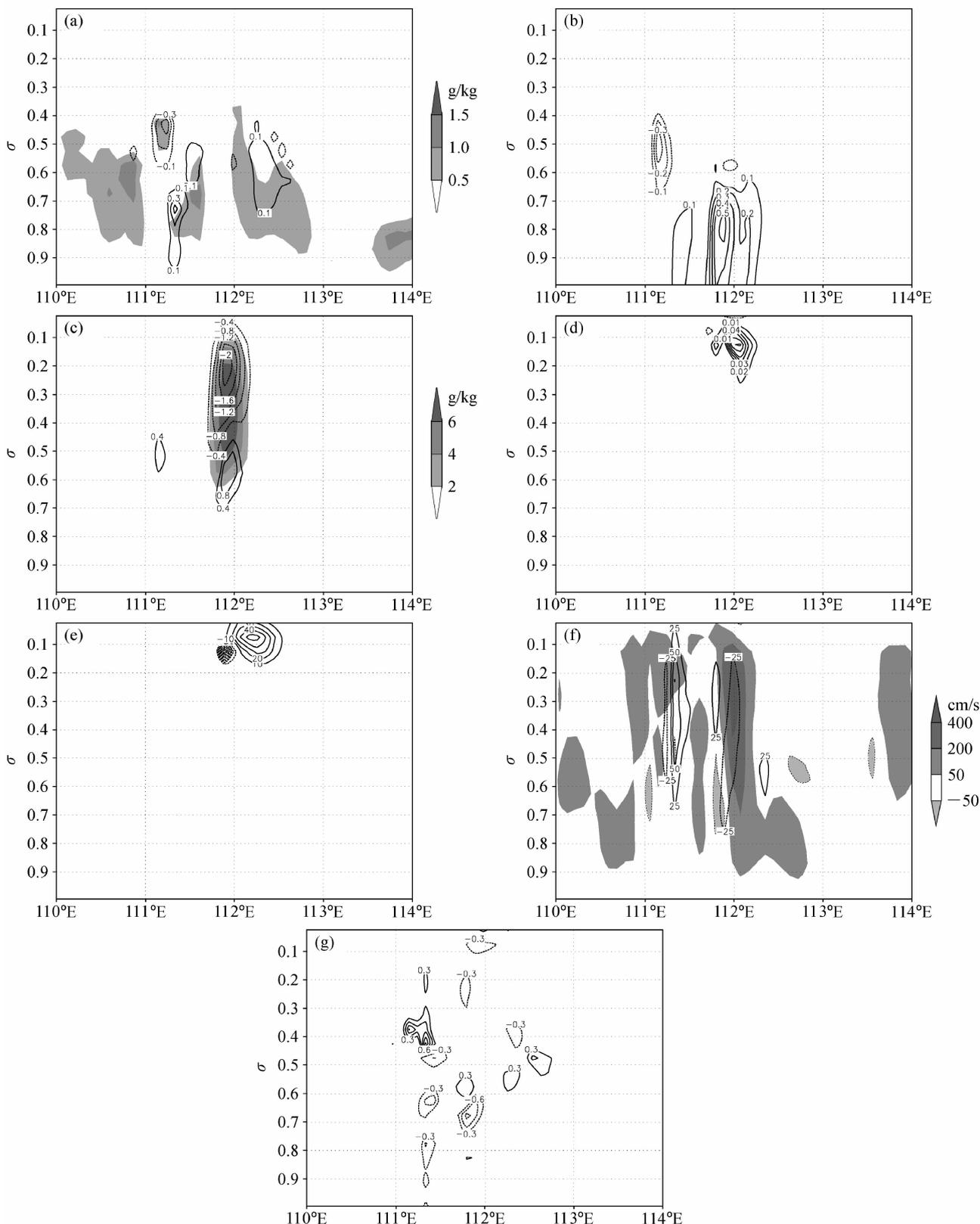


图 8 同图 5, 但为催化后 60 min ($t=9$)

Fig. 8 Same as Fig. 5, but after seeding 60 min ($t=9$)

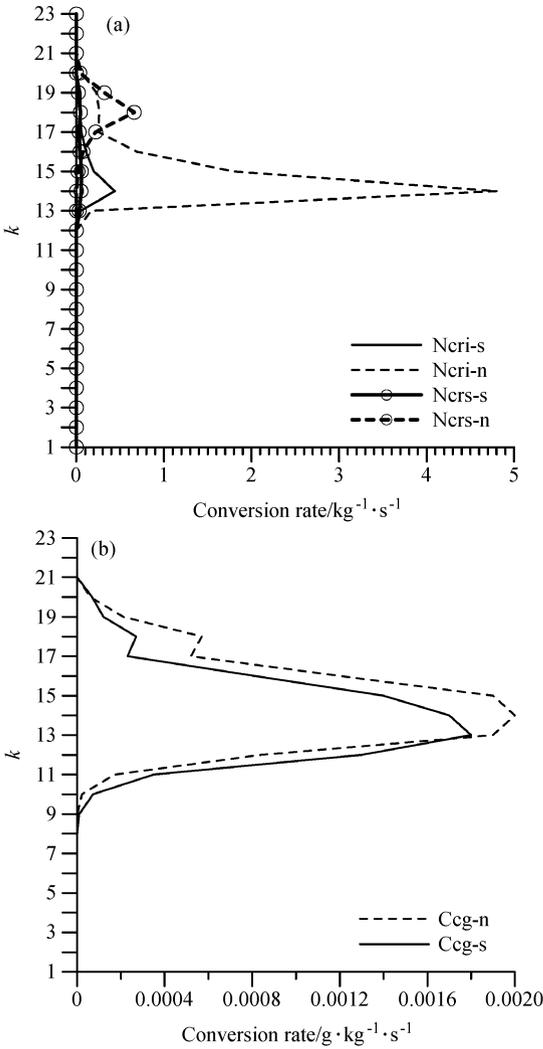


图 9 催化后 40min 时 (a) 霰粒子数浓度源项的微物理过程转化率和 (b) 霰比质量主要源项的微物理过程转化率
Fig. 9 (a) Conversion rate of source terms of number concentration of graupel and (b) conversion rate of source terms of mixing ratio of graupel after seeding 40 min

自然云中冰相降水过程已经充分发展。催化后云水 (Qc-s) 在中层少量减少, 15 层以上霰 (Qg-s) 明显减少, 但 15 层以下霰仍然有少量的增加, 雨水比质量 (Qr-s) 在 11 层以下增加, 并一直维持到地面, 增量为 0.2 g/kg。从图 10b 可知, 催化后 60 min 时云顶冰晶数浓度 (Ni_{s-n}) 和雪晶的数浓度 (Ns_{s-n}) 增加, 高空霰粒子的数浓度 (Ng_{s-n}) 减少, 而低层雨滴的数浓度 (Nr_{s-n}) 少量增加, 这与水凝物比质量的变化是相互匹配的。从图 10c 可知, k=12 层以上霰的融化 (Mgr) 过程没有区别, k=11 时催化后 Mgr 过程的转化率 (Mgr-s) 明显

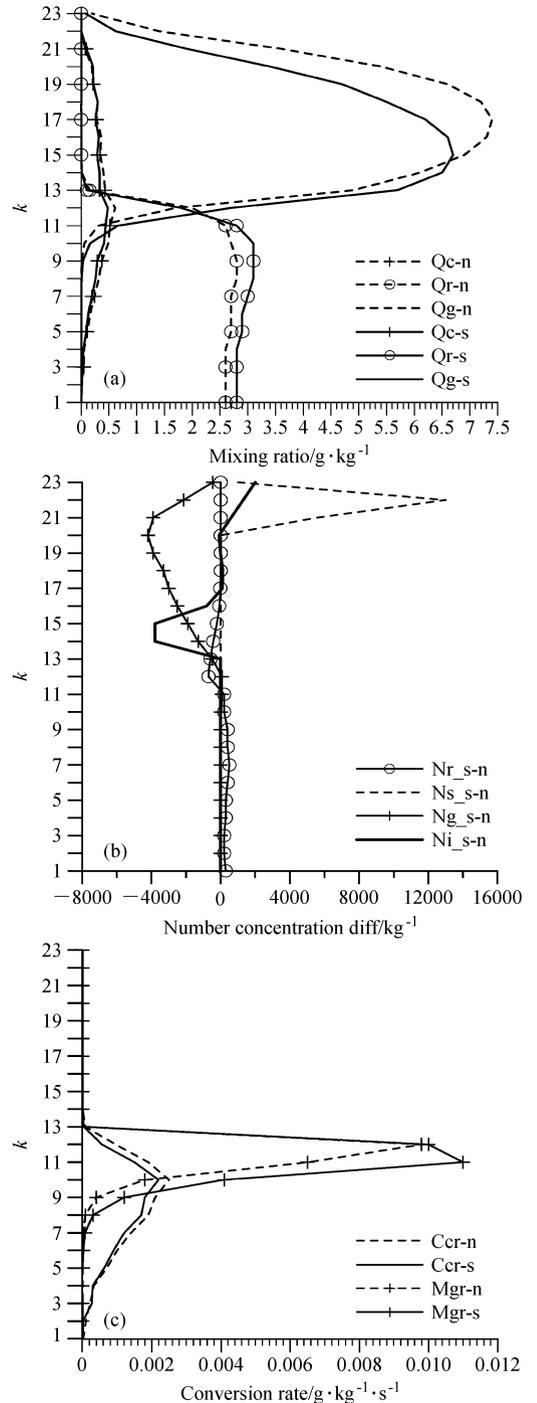


图 10 催化后 60 min 时通过地面增雨中心 (25.70°N, 111.98°E) 的物理量变化: (a) 催化云与自然云中水凝物比质量; (b) 催化云与自然云的粒子数浓度差值; (c) 雨滴源项的微物理过程转化率
Fig. 10 Vertical profiles of microphysical terms at increasing surface rainfall center (25.70°N, 111.98°E) after seeding 60 min; (a) Hydrometeor mixing ratio of seeding and natural clouds; (b) difference of number concentration between seeding and natural clouds; (c) conversion rate of source terms of rain drops

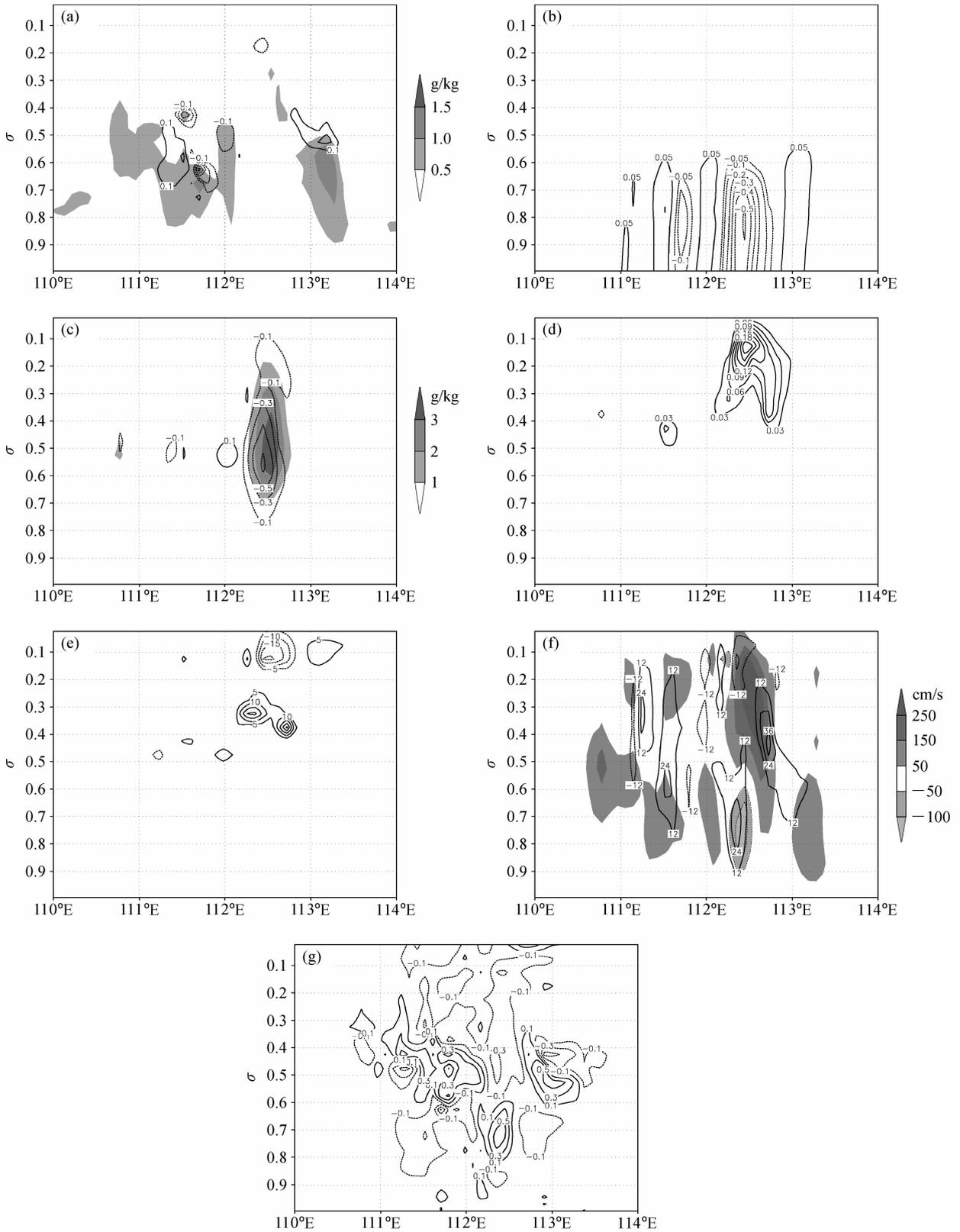


图 11 同图 5, 但为催化后 100 min ($t=13$)

Fig. 11 Same as Fig. 5, but after seeding 100 min ($t=13$)

大于自然云过程的转化率 (M_{gr-n}), 这直接导致这层雨水开始出现差异, 催化后的雨水比质量明显大于自然云的雨水比质量, 在 $k=10$ 层时催化后的 M_{gr} 过程的转化率依然大于自然云过程的 M_{gr} 值, 所以雨水比质量能保持增加, 而不会因为雨滴碰并云滴 (C_{cr}) 过程转化率的减少而减少。催化后 C_{cr} 过程 (C_{cr-s}) 的最大值比自然云中 C_{cr} 过程 (C_{cr-n}) 略有减少, 低层 C_{cr} 过程没有变化。并且可以看出, 这时雨水主要由 M_{gr} 过程产生, 雨水比质量的增加是由霰的融化过程 (M_{gr}) 造成的。引晶催化使冰相过程提前和加强, 从而增强了这阶段的降水。

4.3 催化后 90~120 min 的第三阶段

图 11 是催化后 100 min 时 ($t=13$) 催化云与自然云物理量差值沿 25.70°N 的东西向剖面。从图 11a 可知, 重点关心的自然云团这个时候移到 113.0°E 附近, 由催化引起的云水增加量相对较小, 并且范围也较小。霰粒含量大量减少, 最大达到 0.6 g/kg (图 11c), 霰粒减少的区域对应的雨水也减少, 雨水减少达到 0.5 g/kg (图 11b), 并且可以看出减雨中心的西侧出现雨水比质量的正负相间的变化, 但量很小, 可见催化影响的区域在逐步加大。 $112^\circ\text{E}\sim 113^\circ\text{E}$ 范围内云顶的雪晶含量增加, 并且达到 0.18 g/kg (图 11d), 而对应区域 $\sigma=0.2$ 以上的冰晶数浓度明显减少, $\sigma=0.3\sim 0.4$ 之间的冰晶数浓度增加 (图 11e)。云中上升速度区的上升速度仍然增加, 这为下一阶段雨量的增加提供了有

利的动力条件, 但由于降落雨水的减少, 使得位于 112.4°E 附近的云中的下沉气流减弱 (图 11f)。在 $\sigma=0.6$ 以下的下沉气流减弱的区域, 温度增加, 这是由于下落的雨水减少, 蒸发冷却作用降低而造成的, 可见降水负荷的改变引起了云中动力场和热力场的反馈; 其他增温区基本与上升速度增加的区域对应, 但是 $\sigma=0.4$ 以上的高层温度基本都是降低 (图 11g)。

图 12 是催化后 100 min 时通过减雨中心 ($25.70^\circ\text{N}, 112.54^\circ\text{E}$) 的水凝物廓线和雨滴源项的微物理过程转化率。从图 12a 可知, 100 min 时自然云中大量的霰粒子 (Q_{g-n}) 下落, 最大值位于 13 层, 比 60 min 时的含量减小了一半, 而雨水的含量 (Q_{r-n}) 与 60 min 时一致, 低层为 2.6 g/kg 。催化后霰的含量 (Q_{g-s}) 减小, 在 $k=11\sim 13$ 层的差值接近 0.4 g/kg , 这造成霰的融化 M_{gr} 过程在 $k=10, 11$ 层的差异最大 (图 12b)。由于通过 M_{gr} 过程产生的雨水比质量的减少, 最终导致地面降水减少, 雨水比质量 (Q_{r-s}) 减少达到 0.5 g/kg 。此时 C_{cr} 过程不是雨水的主要源项, 雨水主要由霰粒融化 M_{gr} 过程产生。

总之, 向发展的过冷云区引入小的冰晶后, 由于该区域存在过冷雨滴, 可以通过冰晶碰并过冷雨滴 (C_{ri}) 过程而快速产生大量的霰粒, 霰粒再通过碰并过冷雨滴 (C_{rg}) 和过冷云水 (C_{cg}) 增长, 促使云中冰相降水过程发展, 使云体发展早期凝结出来的液态水量转化为可降水, 而最终通过霰的融化

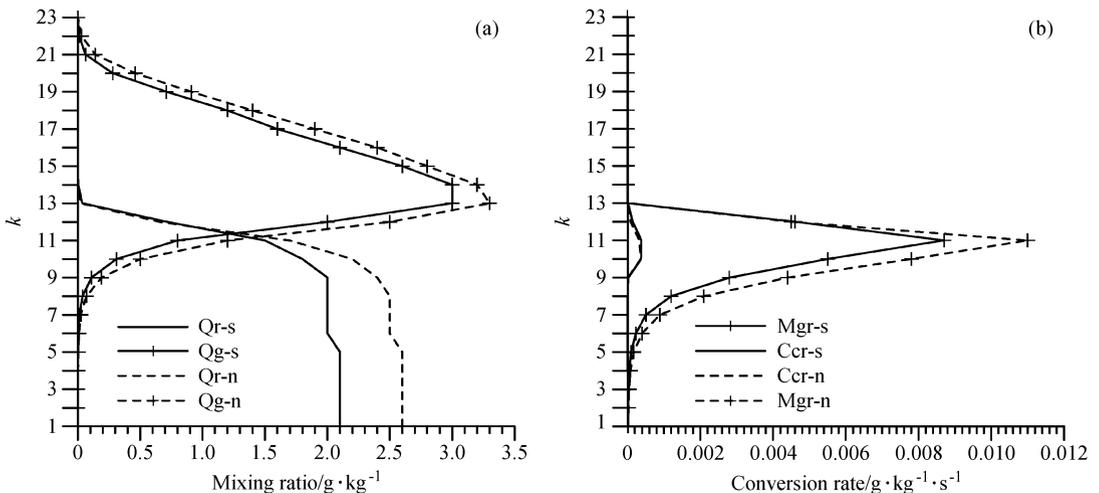


图 12 催化后 100 min 时 ($25.7038^\circ\text{N}, 112.537^\circ\text{E}$) 点的水凝物比质量 (a) 以及雨滴源项的微物理过程转化率 (b)

Fig. 12 Vertical profiles of (a) hydrometeor mixing ratio and (b) conversion rate of source terms of rain drops at ($25.7038^\circ\text{N}, 112.537^\circ\text{E}$) after seeding 100 min

(Mgr) 使雨水比质量增加, 导致地面降水增加。这个过程中释放的大量冻结潜热, 使云中温度增加, 上升速度增强, “静力催化作用”与“动力催化作用”相互关联, 不可割裂。另外, 降水负载的改变会引发云中动力场和热力场的反馈。这个增雨过程及其中热力、动力场的改变与 Rosenfeld 和 Woodley^[23] 基于 west Texas 过冷对流单体进行随机动力催化试验总结的动力催化概念模型一致, 即催化云是暖云底, 具有较强的上升气流, 能把低层产生的雨滴带到过冷区, 引入人工冰晶后, 过冷雨滴快速冻结转化为冰粒子, 释放大量的冻结潜热, 引起云中热力场、动力场的改变, 然后冰粒子碰冻云水增长成霰粒, 最终霰粒的下落融化增加地面降水。

5 催化的域外效应

Long^[25] 总结了人工增雨的“下风方域外效应”, 对于下风方效应提出了两个假设机制: (1) 在催化源地活化的冰核或产生的冰晶向下风方区域的输送, (2) 催化云中冻结潜热的释放激发云的动力增长以及催化云从目标区向下风方的移动和传播。

从图 3 可以看出, 在催化后 130~210 min ($t=16\sim 24$) 之内, 地面净增雨量值的变化比较平缓, 并且量值很小, 只有 3×10^6 t。但是分析地面净增雨量可知, 在催化后 130 min ($t=16$) 时, 自然降水中心移到 (25.4°N , 112.5°E) 附近, 并且在 (25.4°N , 111.4°E) 附近也出现增雨, 10 分钟内的最大增雨量为 0.6 mm, 在增雨中心周围出现减雨区, 并且催化造成的水平影响范围扩大 (图 13a)。到催化后 180 min ($t=21$) 时, 位于自然降水中心的增雨量最大超过了 1.5 mm (图 13b), 只是由于增雨中心周围出现的减雨区域, 才使得总雨量的增加很小。从催化后 250 min ($t=28$) 开始, 增雨区的范围扩大, 并且影响到催化云团周围的云团 (图 13c), 这就使得地面雨量的总和迅速增加, 并且在 $t=30\sim 33$ 之间每 10 min 内的地面净增雨量的和都较大, 超过了 3×10^6 t, 这种情况一直持续到催化后 350 min ($t=38$) (图 13d)。此后, 地面的减雨区范围扩大, 使得地面净增雨量的和开始缓慢减少, 在催化后 430 min ($t=46$) (图 13e) 到催化后 500 min ($t=53$) 之间, 雨量变化比较平缓, 随后, 随着自然降雨带的减弱消散, 地面净增雨量的和也快速减少。从图 13a~e 可知, 雨量变化区域基本都在

自然雨带上, 并且增雨区和减雨区间隔分布, 随着雨带的移动, 这种增减间隔分布造成了地面净增雨量的带状分布。图 13f 是催化后 570 min 内的累积地面净增雨量, 从图中可以看出, 沿着 25.0°N 有一带状增雨带, 而紧邻增雨带的南北两侧各出现一条减雨带, 沿着南侧减雨带又出现一条比较弱的增雨带, 整个雨带变化呈扇型分布。并且, 被催化的云团从催化后 130 min ($t=16$) 之后, 基本一直是在增雨, 正是由于被催化的云团随着自然雨带逐渐向东南方向移动, 并且催化云影响了其周围的云团, 造成催化的下风方域外效应, 符合 Long 总结的下风方域外效应的增雨假设^[25]。Grant 等^[26]、Brier 等^[27]、Brown 等^[28] 和 Meitin 等^[29] 都指出, 在人工增雨项目中, 下风方 80~240 km 范围内催化后降水增加, 最长可以持续 8 个小时。但是, Long^[25] 指出以前模式并没有证实这一情况。

图 14 是催化后 290 min ($t=32$) 时沿着增雨带 25.1°N 物理量差值的東西向剖面, 从图中可知, 在自然云云顶附近, 冰晶数浓度局部区域增加, 雪晶含量增加, 霰粒含量大范围增加, 上升速度增加, 最大达到了 1 m/s, 造成雨水混合比增加, 最大达到 0.55 g/kg, $\sigma=0.5$ 以上的中高空是增温区, 以下基本为降温区。可以看出, 上升速度增加的区域与霰增加的区域有很好的空间配置, 增加的雨水中心位于自然云水的大值中心。增雨区的这种配置, 形成一个有利的动力场-降水场正反馈, 促进了降水的增加。

同样, 沿 24.4°N 的减雨中心做东西向剖面, 可以看出, 在 $t=15\sim 23$ 之间, 雨水混合比增减都有, 但以减少为主; $t=24\sim 29$ 雨水混合比增加, $t=30$ 开始雨水混合比增加减少都有, 并且发生在一块自然云中, 在云体的东面减少, 在云体的西面增加, 随后减少越来越大。从 $t=37$ 开始, 一直到 $t=60$, 随着自然云的移动, 雨水混合比一直减少, 高空的霰减少, 上升速度减小, 而冰晶的增加较小, 局部区域雪晶含量增加, 温度反馈比较零乱, 但是 $115^{\circ}\text{E}\sim 116^{\circ}\text{E}$ 之间的上升速度增加区域对应的是增温区域 (图略)。这阶段雨量的减少, 估计主要与上升速度减弱有关, 而不是微物理转化的差异形成的。

从上面的分析可知, 云中动力场的改变非常明显, 在增雨带的上升速度增加后, 周围云团的

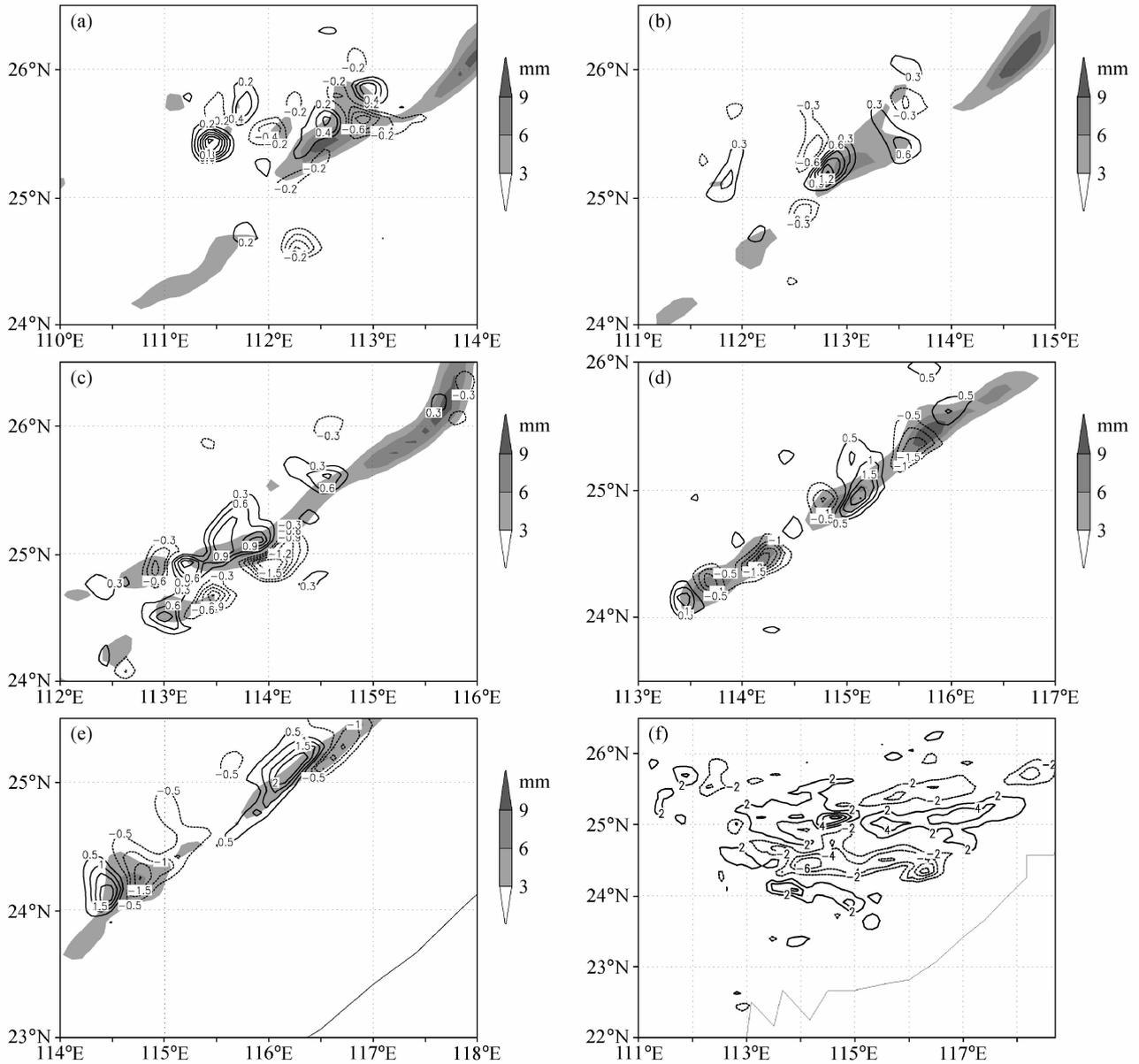


图 13 催化后不同时间的地面净增雨量 (单位: mm): (a) 120~130 min; (b) 170~180 min; (c) 240~250 min; (d) 340~350 min; (e) 420~430 min; (f) 570 min 内的总雨量差。点线: 减雨区; 阴影: 10 min 内的自然降水

Fig. 13 Net surface rainfall increment (mm) after seeding (a) 120–130 min, (b) 170–180 min, (c) 240–250 min, (d) 340–350 min, (e) 420–430 min, (f) 0–570 min. Dot line: decreasing rainfall; shading: natural rainfall during 10 min

上升气流减弱, 使得凝结的云水减少, 造成雨量的减少, 从而出现了增雨带与减雨带相隔分布的现象。

6 结论与讨论

本文利用 NCEP 再分析资料和 CAMS 中尺度云分辨模式, 在对发生在广东省 2004 年 3 月 31 日~4 月 1 日的大到暴雨、局部强对流天气过程的正确模

拟基础上, 通过向过冷云水和上升速度重合的区域直接引入人工冰晶模拟研究引晶催化的效应, 主要得到以下结论:

(1) 在云体发展早期冷云降水过程正在启动的时候引入人工冰晶的催化效果优于云体发展接近成熟时的催化效果, 而在云体发展早期直接引入 10^5 kg^{-1} 、 10^7 kg^{-1} 和 10^8 kg^{-1} 人工冰晶的催化试验表明, 由于催化剂量的不同造成的增雨差异相对较

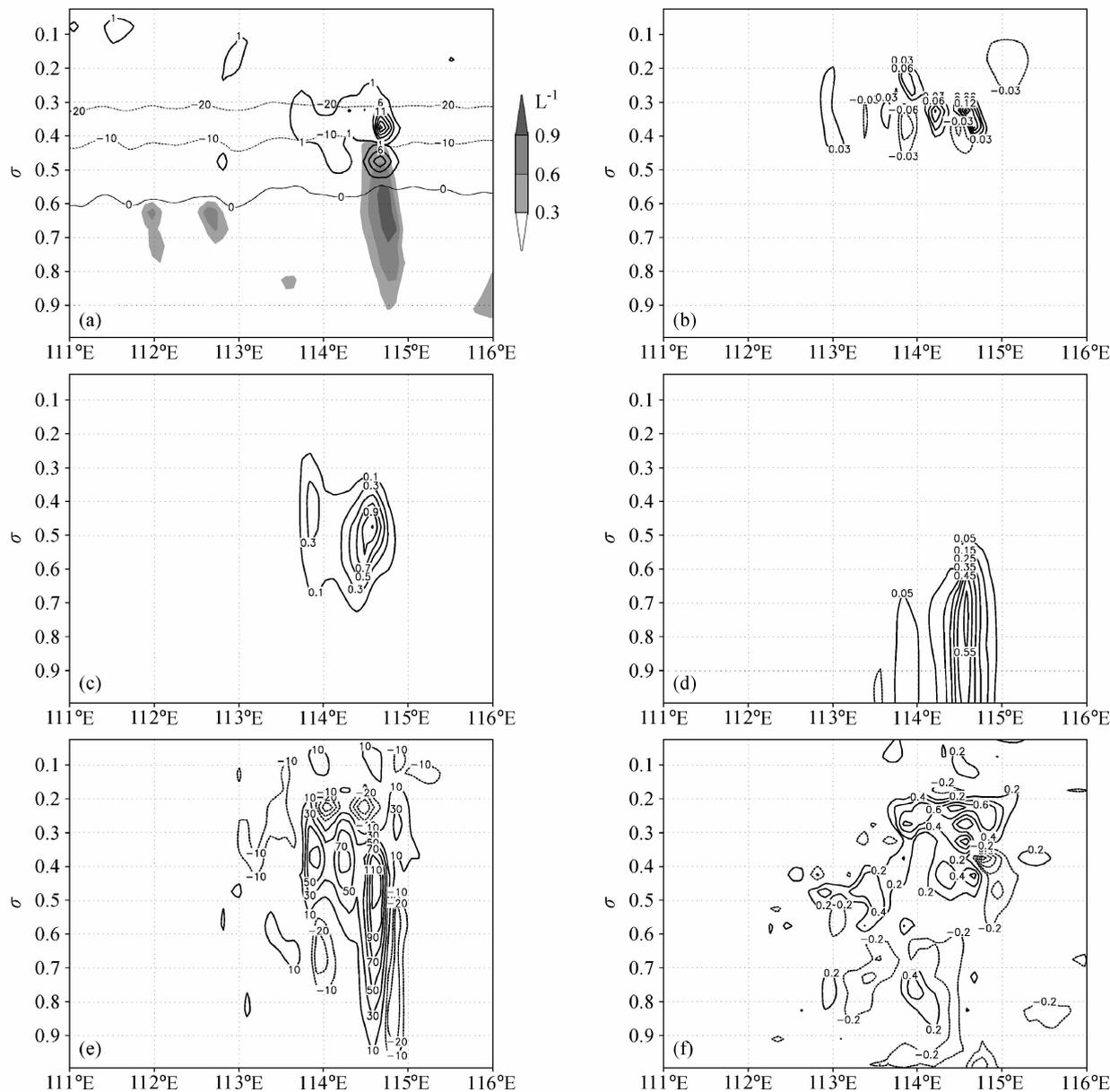


图 14 催化后 290 min ($t=32$) 时沿 25.1°N (增雨带) 的物理量差值: (a) 冰晶数浓度 (单位: L^{-1}); (b) 雪晶, (c) 霰, (d) 雨水比质量 (单位: g/kg); (e) 垂直运动速度 (单位: cm/s); (f) 温度 (单位: $^{\circ}C$)。阴影为该时刻自然云水场

Fig. 14 Differences of microphysical terms along increasing rainfall band 25.1°N after seeding 290 min: (a) Number concentration of ice (L^{-1}); mixing ratio (g/kg) of (b) snow, (c) graupel, (d) rain water; (e) vertical velocity (cm/s); (f) temperature ($^{\circ}C$). Shadings: natural values

小。

(2) 在云体发展早期引入人工冰晶可以使地面雨量在催化后 30 min 开始增加, 80 min 时地面累积雨量达到峰值, 随后缓慢减少, 在催化后 120 min 时, 地面累积雨量的增加达到最小值。这个阶段基本属于提前和加强降水, 造成了地面雨量的再分配。

(3) 由于催化区域内存在过冷雨滴, 人工冰晶的引入使得大量过冷雨滴快速转变为霰粒子, 霰粒通过淞附云水过程 (C_{cg}) 和碰并雨滴过程 (C_{rg}) 增长, 促使云中冰相降水过程发展加强, 最终霰的融化 (M_{gr}) 使雨水比质量增加, 导致地面降水增加。大量冻结潜热的释放, 使云中温度增加, 上升速度增强, “静力催化作用”与“动力催化作用”相

互关联、不可割裂。

(4) 被催化的云团随着自然雨带逐渐向东南方向移动, 并且催化云影响其周围的云团, 造成催化的下风方域外效应, 使催化效果延长到催化后 10 个小时, 随着自然云的消散而结束。

由于云系的复杂多变, 使基于个例研究得出的结论, 如催化时机和催化剂量的选择及其增雨效果等存在一定的局限性, 在未来的研究中需改变各种参数做大量的催化模拟试验, 对催化引起的微物理、热力、动力和域外效应以及云团之间的相互作用和影响进行更深入细致的研究, 分析统计结果, 得到更普遍的结论。

参考文献 (References)

- [1] World Meteorological Organization. Program on physics and chemistry of clouds and weather modification research. WMP REPORT SERIES, WMO/TD-1294, Geneva, 2005, 7
- [2] Farley R D, Nguyen P, Orville H D. Numerical simulation of cloud seeding using a three-dimensional cloud model. *J. Wea. Modif.*, 1994, **26** (1): 113~124
- [3] Reisin T, Tzivion S, Levin Z. Seeding convective clouds with ice nuclei or hygroscopic particles; A numerical study using a model with detailed microphysics. *J. Appl. Meteor.*, 1996, **35** (9): 1416~1434
- [4] 何观芳, 胡志晋. 不同云底温度雹云成雹机制及其引晶催化的数值研究. *气象学报*, 1998, **56** (1): 31~45
He Guanfang, Hu Zhijin. Numerical study on ice seeding in hailstorms with various cloud base temperatures. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1998, **56** (1): 31~45
- [5] 洪延超. 冰雹形成机制和催化防雷机制研究. *气象学报*, 1999, **57** (1): 30~44
Hong Yanchao. Study on mechanism of hail formation and hail suppression with seeding. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1999, **57** (1): 30~44
- [6] 许焕斌. 爆炸防雷中可能动力机制的探讨. *气象学报*, 2001, **59** (1): 66~76
Xu Huanbin. The possible dynamic mechanism of explosion in hail suppression. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2001, **59** (1): 66~76
- [7] Guo Xueliang, Zheng Guoguang, Jin Dezhen. A numerical comparison study of cloud seeding by silver iodide and liquid carbon dioxide. *Atmos. Res.*, 2006, **79**: 183~226
- [8] 陈宝君, 肖辉. 过冷雨水低含量条件下冰雹形成和增长机制及其催化效果的数值模拟. *大气科学*, 2007, **31** (2): 273~290
Chen Baojun, Xiao Hui. Numerical simulation of hail formation and growth in a storm with low supercooled rain water content and the effect of AgI seeding on hail suppression. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (2): 273~290
- [9] Meyers M P, DeMott P J, Cotton W R. Comparison of seeded and non-seeded orographic cloud simulations with an explicit cloud model. *J. Appl. Meteor.*, 1995, **34**: 834~846
- [10] 刘公波, 胡志晋, 游来光. 混合相层状云系模式和中尺度低涡云系的实例模拟. *气象学报*, 1994, **52** (1): 77~88
Liu Gongbo, Hu Zhijin, You Laiguang. A mixed-phase stratiform cloud system model and the cases modeling on two low level mesoscale vortices. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1994, **52** (1): 77~88
- [11] Hu Zhijin, Wang Xiaobin, You Laiguang, et al. Primary results of numerical study on mesoscale effect of ice-seeding in stratiform cloud system. Sixth WMO Sci. Conference on Weather Modification. WMO/TD-596. 1994. 483~486
- [12] Wang Xiaobin, Hu Zhijin, You Laiguang, et al. Physical analysis and its numerical ice seeding simulation of a spring precipitation process in North China. Sixth WMO Sci. Conference on Weather Modification. WMO/TD-596. 1994. 549~552
- [13] 王成恕, 胡志晋, 游来光. 华北地区锋面云系和降水个例研究. *气象学报*, 1995, **53** (增刊): 631~640
Wang Chengshu, Hu Zhijin, You Laiguang. A case study of frontal cloud system and precipitation process over North China. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1995, **53** (suppl.): 631~640
- [14] 包绍武. 人工降水中尺度效应的数值研究. 北京: 中国气象科学研究院硕士学位论文, 1996
Bao Shaowu. Numerical study on mesoscale effects of artificial precipitation. M. S. thesis (in Chinese). Chinese Academy of Meteorological Sciences. 1996
- [15] 王以琳, 王建国. 黄淮气旋中人工增雨播云区的探讨. *高原气象*, 2006, **25** (1): 128~137
Wang Yilin, Wang Jianguo. Discussion on cloud seeding area of artificial precipitation enhancement in cyclone. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2006, **25** (1): 128~137
- [16] 李宏宇, 王华, 洪延超. 锋面云系降水中的增雨潜力数值研究. *大气科学*, 2006, **30** (2): 341~350
Li Hongyu, Wang Hua, Hong Yanchao. A numerical study of precipitation enhancement potential in frontal cloud system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (2): 341~350
- [17] 洪延超, 周非非. 层状云系人工增雨潜力评估研究. *大气科学*, 2006, **30** (5): 913~926
Hong Yanchao, Zhou Feifei. The study of evaluation of potential of artificial precipitation enhancement in stratiform cloud system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (5): 913~926
- [18] 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. 北京大学博士学位论文, 2002
- Lou Xiaofeng. Development and implementation of a new explicit microphysical scheme and comparisons of original schemes of MM5. Ph. D. dissertation (in Chinese), Peking University, 2002
- [19] 胡志晋, 楼小凤, 刘奇俊, 等. 第二章 显式云与降水模式. CAMS 大气数值预报模式系统研究. 北京: 气象出版社, 2004
- Hu Zhijin, Lou Xiaofeng, Liu Qijun, et al. Part II explicit cloud and precipitation model. *Systematic Study on CAMS Atmospheric Numerical Prediction Model* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004
- [20] 孙晶, 楼小凤, 胡志晋, 等. 梅雨暴雨对流系统的中小尺度结构特征个例模拟分析, 大气科学, 2007, **31** (1): 1~18
- Sun Jing, Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, et al. A numerical simulation on characteristics of mesoscale and microscale structure of convective systems of Meiyu torrential rain. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (1): 1~18
- [21] 史月琴, 楼小凤, 邓雪娇, 等. 华南冷锋云系的中尺度和微物理特征模拟分析. 大气科学, 2008, **32** (5): 1019~1036
- Shi Yueqin, Lou Xiaofeng, Deng Xuejiao, et al. Mesoscale and microscale simulations of cold front clouds in South China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (5): 1019~1036
- [22] Rosenfeld D, Woodley W L. Effects of cloud seeding in west Texas: Additional results and new insights. *J. Appl. Meteor.*, 1993, **32** (12): 1848~1866
- [23] Orville H D. A review of cloud modeling in weather modification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77** (7): 1535~1555
- [24] Orville H D, Chen Jeng-Ming. Effects of cloud seeding, latent heat of fusion, and condensate loading on cloud dynamics and precipitation evolution: A numerical study. *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39** (12): 2807~2827
- [25] Long A B. Review of downwind extra-area effects of precipitation enhancement. *J. Wea. Modif.*, 2001, **33** (1): 24~45
- [26] Grant L O, Chappell C F, Mielke P W, et al. The climax experiment for seeding cold orographic clouds. Proceedings of International Conference on Weather Modification, Canberra. Australian Academy of Science, 1971, 78~84
- [27] Brier G W, Grant L O, Mielke P W, et al. An evaluation of extended area effects from attempts to modify local clouds and cloud systems. Proceedings of the WMO/IAMAP Scientific Conference on Weather Modification, Tashkent. WMO-No. 399. World Meteorological Organization, Geneva, 1973, 439~447
- [28] Brown K J, Elliott R D, Thompson J R. Seeding convective bands in winter storms and the observed large scale effects. Proceedings of the 2nd WMO Scientific Conference on Weather Modification. WMO-No. 443. World Meteorological Organization, Geneva, 1976, 465~472
- [29] Meitin J G, Woodley W L, Flueck J A. Exploration of extended-area treatment effects in FACE-2 using satellite imagery. *J. Climate Appl. Meteor.*, 1984, **23**: 63~83