

李振, 冉令坤, 唐嘉惠. 2019. 云凝结核数浓度对华东地区一次飑线过程发展的影响 [J]. 气候与环境研究, 24(4): 493–512. Li Zhen, Ran Lingkun, Tang Jiahui. 2019. Influence of cloud condensation nuclei number concentration on the development of a squall line process in East China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24(4): 493–512. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18053

云凝结核数浓度对华东地区一次飑线过程发展的影响

李振^{1,2} 冉令坤^{1,2} 唐嘉惠^{1,3}

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

摘 要 利用 WRF 模式对 2016 年 5 月 2 日华东地区的一次飑线过程进行数值模拟, 通过开展 5 组不同初始云凝结核数浓度的数值试验, 讨论了污染对飑线发展的影响, 并用 $\mathbf{Q}$ 矢量散度进行分析, 结果表明: 轻度污染下飑线线状结构最完整, 强对流组织形式最紧密, 而污染过重或过轻均导致飑线强对流组织分散甚至断裂; 轻、中度污染对飑线降水有增强作用, 而污染程度过重或过轻均对降水有限制作用; 从清洁大气加深到轻度污染, 强回波区宽度增大, 强回波的高度升高, 回波强度增强, 随着污染继续加深, 强回波区宽度减小, 强回波的高度降低, 回波强度减弱; 轻度污染时, 垂直速度、涡度和散度的强度较强; 飑前低压在轻度污染时强度最强, 雷暴高压、尾流低压和冷池则是随着污染加深而逐步减弱, 但重度污染时, 雷暴高压、尾流低压和冷池又增强; 随着污染加深, 对流云区不稳定性先增强后减弱, 轻度污染下不稳定性最强; 除了雪粒子外, 其他水凝物粒子混合比含量均在轻度污染下达到最大值, 而雪粒子混合比含量的最大值是在重度污染下出现的; 推导了非地转非静力平衡的 $\mathbf{Q}$ 矢量散度方程, 理论分析和计算结果均表明 $\mathbf{Q}$ 矢量辐合区对应上升运动, 辐散区对应下沉运动。在较清洁和轻度污染的情况下, $\mathbf{Q}$ 矢量散度高值区最强。

关键词 云凝结核 飑线 降水 数值模拟

文章编号 1006-9585(2019)04-0493-20

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18053

Influence of Cloud Condensation Nuclei Number Concentration on the Development of a Squall Line Process in East China

LI Zhen^{1,2}, RAN Lingkun^{1,2}, and TANG Jiahui^{1,3}

1 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract The weather research and forecasting (WRF) model was used to simulate a squall line that occurred in East China on 2 May 2016. Through numerical experiments involving five different initial cloud condensation nuclei (CCN) concentrations, the influence of pollution on the development of the squall line was studied, and the $\mathbf{Q}$ vector divergence was used. The results show that under mild pollution, the linear structure of the squall line was the most complete and the strong convective structure was the most compact. Excessively heavy or too light pollution led to the dispersion and even

收稿日期 2018-04-11; **网络预出版日期** 2018-12-27

作者简介 李振, 男, 1993 年出生, 硕士研究生, 主要从事强对流和云物理研究。E-mail: 510829478@qq.com

通讯作者 冉令坤, E-mail: rlk@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2015CB452804, 广州市科技项目 201604020069, 国家自然科学基金 41575065、4177510、91437215

Funded by National Key Basic Research Development Program (Grant 2015CB452804), Guangzhou Science and Technology Project (Grant 201604020069), National Natural Science Foundation of China (NSFC, Grants 41575065, 4177510, and 91437215)

rupture of the strong convective structure of the squall line. Moreover, light and moderate pollution levels corresponded with the strongest precipitation, while too heavy or too light pollution had a limiting effect on precipitation. With increase in the pollution level, from a clean atmosphere to light pollution, the width of the strong echo region increased, the height of the strong echo increased, and the echo intensity increased. However, with further increase in the pollution level, the width of the strong echo region decreased, the height of the strong echo decreased, and the echo intensity decreased. In the case of mild pollution, the vertical velocity, vorticity, and divergence were stronger. The intensity was the strongest under pollution; the high pressure of thunderstorm, low pressure of wake, and strength of cold pool gradually weakened as the pollution deepened, but under heavy pollution, the high pressure of thunderstorm, low pressure of the wake, and strength of cold pool were enhanced. As the pollution deepened, the instability of the flow cloud area first increased and then weakened. Under mild pollution, the instability was the strongest. Except for the snow particles, the mixing ratio of other water condensate particles reached the maximum under mild pollution, while the mixing ratio of the snow particles reached the maximum under severe pollution. The $\mathbf{Q}$ vector divergence equation of non-geostatic non-static equilibrium was derived. The theoretical analysis and calculation results show that the $\mathbf{Q}$ vector convergence area corresponds to the ascending motion, and the divergent area corresponds to the sinking motion. In the case of relatively clean and light pollution, the $\mathbf{Q}$ vector divergence is the strongest.

Keywords Cloud condensation nuclei, Squall Line, Precipitation, Numerical simulation

1 引言

飊线是由强对流单体呈线状或带状排列而成的一种常见的强对流天气系统 (Fujita, 1963; Johnson and Hamilton, 1988), 过境时会带来强风、冰雹、闪电、下击暴流等灾害性天气 (Newton, 1950; Meng et al., 2012)。以往研究在飊线的组织结构、演变特征及形成条件等方面开展深入研究, 并取得了一定成果。Bluestein et al. (1987) 和 Parker and Johnson (2000) 等利用雷达观测资料对中尺度对流系统进行了分类, 并分析了环境风垂直切变与对流组织形式的关系 (Schumacher and Johnson, 2005)。Houze et al. (1989) 首先提出了成熟时期经典的飊线系统概念模型, 主要结构为飊线前部低层面入流、中部对流尺度的上升和下沉运动、层云区内中上层向后的上升出流和中下层向前的下沉入流。Fujita (1978) 指出, 飊线对应的大风来源于弓形回波形成的下击暴流。而下击暴流的强度及雷暴高压、尾流低压的形成与层状云下部尾部入流的强度密切相关 (Rutledge et al., 1988)。Rotunno et al. (1988) 探究了冷池出流和低层水平风垂直切变的平衡机制。近年来通过模拟和雷达资料分析研究, 发现造成小范围强风的主要系统是弓状回波中的 γ 中尺度涡旋 (Trapp and Weisman, 2003; Atkins et al., 2005)。Wakimoto et al. (2006) 和 Atkins and St Laurent (2009) 对 γ 中尺度涡旋的形成机理以及产生地面强风的原因进行了一些研究。

另一个人们关注的问题是大气环境对天气系统和气候变化的影响, 近年来人为排放的气溶胶日益增多, 气溶胶进入云内充当云凝结核影响云的微物理过程, 进而影响天气系统的发展演变。气溶胶粒子中一些吸湿性粒子 (盐粒子、硫酸盐、硝酸盐以及花粉、细菌等) 形成了云凝结核 (cloud condensation nuclei, CCN), CCN 的浓度高低对云滴的形成至关重要, 直接影响到云宏观特性, 如覆盖面积、云体大小和生命史等 (Remer et al., 2002)。Khain et al. (2005) 认为, CCN 数浓度对深对流云的影响与大气热力稳定度、空气湿度以及风切变都有密切关系。董昊等 (2012) 研究了不同云微物理参数化方案下 CCN 对飊线降水的影响, 结果表明 CCN 数浓度的增加延迟了降水的产生, 初期降水减弱, 后期降水随 CCN 数浓度的增加而减小, 飊线成熟阶段 CCN 数浓度对降水影响更加复杂。许多数值模拟和观测实验表明 (何宏让等, 1998; Borys et al., 2000; Rosenfeld, 2000; 陈丽等, 2007; 董昊等, 2012; 方莎莎, 2016), 污染大气中 CCN 数浓度增加引起小云滴数浓度增加, 云滴碰并增长率减小, 云滴平均尺寸变小, 暖云降水受到抑制。对于 CCN 数浓度增加所对应的精细物理机制, 鹿翔等 (2016) 指出, 初始 CCN 数浓度增加时云粒子半径减小, 抑制暖云降水; 后期冷云过程加强, 大量冰相粒子生成, 最终导致降水增加。而靳奎峰 (2017) 认为 CCN 数浓度增加会使降水量减少, 使云内云水和冰雪晶含量增加, 冰雪晶与过冷水碰冻形成更高含

量的霰, 而霰粒子融化是对流云降水的主要来源。综合来看, 受降水阶段、云微物理方案、地形等多种因素的影响, CCN 数浓度对降水有很强的非线性作用, 但对于降水的前期和后期影响基本达成了共识: CCN 数浓度由较低值增加时, 会抑制前期暖云降水, 而增强后期的冷云降水。

相比气溶胶对云降水和云微物理过程的研究来说, 气溶胶对天气系统动力场影响的研究较少。事实上, 气溶胶对天气系统云微物理过程的影响、对热动力过程的影响以及对降水的影响, 三者之间是相辅相成的(封彩云, 2011)。对飑线中的垂直运动进行诊断是研究 CCN 对飑线动力场影响的重要组成部分, 在众多用于诊断垂直运动的工具中, Q 矢量具有突出的优势。Hoskins et al. (1978) 推导出了以 Q 矢量散度为唯一强迫项的准地转 ω 方程。此后, Davies (1991) 推导出了更适合中尺度天气系统使用的非地转 Q 矢量方程。张兴旺 (1998) 考虑了大气中凝结潜热作用, 提出了非地转湿 Q 矢量。飑线作为一种强对流天气系统, 静力平衡可能并不成立, 因而传统的 Q 矢量在应用到飑线垂直运动的诊断分析上仍具有一定的缺陷。

虽然国内外关于气溶胶对云和降水的影响研究有了不少进展, 但飑线作为一种强对流, 在降水的形成和发展上相比一般的降水有其特殊性, 专门研究关于气溶胶对飑线影响的研究还比较少, 因此 CCN 数浓度对飑线降水、飑线结构、飑线云微物理特性、飑线热动力场的影响仍不明确。在国内外关于气溶胶对云和降水的影响研究方面, 选取的气溶胶变化区间较窄, 基于不同的气溶胶变化区间而得出的结论有较大差异。因此, 本文选取的气溶胶变化区间不仅涉及了大气中气溶胶可达到的范围, 也考虑了 $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 和 $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 两种较极端的情况, 以期得到关于气溶胶影响云和降水更完整的变化规律。本文将开展对华东地区一次飑线过程进行高分辨率数值模拟的敏感性试验, 从飑线降水、环流结构、云微物理粒子分布等多个方面来说明

CCN 数浓度对飑线的影响。另外, 国内外关于气溶胶对天气系统的影响研究侧重于对降水和云微物理特性方面, 但对热力场和动力场的影响研究较少。因此, 本文发展非地转非静力平衡的 Q 矢量散度方程, 以期更好地诊断飑线中的垂直运动, 分析飑线的热动力结构特征。

2 数值模拟与结果检验

针对 2016 年 5 月 2 日发生在华东地区的一次飑线过程, 利用 WRF3.8.1 进行数值模拟, 并与实况进行对比验证。如表 1 所示, 采用 3 层的双向嵌套, 对应的分辨率分别为 30 km、10 km 和 3 km; 模拟时段为 2016 年 5 月 2 日 00:00 (协调世界时, 下同) 至 3 日 00:00。

表 2 是空气质量指数标准, 它来自中国空气质量在线监测分析平台 (<http://www.aqistudy.cn>[2018-04-02])。本文关于大气污染程度的划分参考了这个标准, 在 5 组 CCN 试验中, 其中 CCN 数浓度 $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 的试验为控制试验, 对应的值为 WRF 模式默认的 CCN 浓度值, 其他试验 CCN 数浓度的设定是以此为基准, 分别向两边扩展了一个或两个数量级而得到。本文拟开展的 5 组初始 CCN 数浓度敏感性试验, 分别考虑清洁、比较清洁、轻度污染、中度污染和重度污染 5 种情况, 对应不同的 CCN 浓度设置 (表 3)。

本文所采用的微物理方案是 NSSL2 双参数方案, 该方案可以预报 CCN 数浓度, CCN 数浓度与云滴活化的关系表示为

$$C_N = nkS_w^{k-1}v \cdot \nabla S_w, \quad (1)$$

其中, n 为 CCN 数浓度, C_N 为云滴粒子活化率, k 为常数, v 为水平风速, S_w 为过饱和度。

图 1 为模拟的雷达组合反射率, 5 月 2 日 07:00 此次飑线初生于安徽西部以及湖北、湖南、江西三省交界地区, 呈团状分布 (图 1a)。随后该团状对流系统逐渐增强, 10:00 对流系统呈带状分布, 向东南方向移动。期间不断地有小的强回波出现, 代

表 1 WRF 模式方案设置

Table 1 Design of WRF model scheme

水平分辨率(格点数*)	垂直层数(模式高度)	微物理参数化方案	长短波参数化方案	陆面过程模式	积云对流参数化方案
30 km(128×113), 10 km(202×181), 3 km(346×346)	30(19 km)	NSSL2	Rrtm、Dudhia	Noah land-surface model	Kain-Fritsch

*格点数为纬向格点数×经向格点数。

表飊线中强对流单体开始形成（图 1b），此刻飊线处于发展阶段。13:00 带状强回波区进一步延长，跨越江苏、上海、浙江、福建、江西、湖南六省市（图 1c），代表飊线进入成熟阶段，处于强盛时期。16:00 飊线继续往东南方向移动，范围和强度都减小（图 1d），飊线处于消亡阶段。

表 2 空气质量指数标准

Table 2 Air quality index (AQI) standard

AQI	质量等级	污染状况
0~55	I	优
56~100	II	良
101~150	III	轻度污染
151~200	IV	中度污染
201~300	V	重度污染
>300	VI	严重污染

图 2 为实况和控制试验模拟的 1 h 累积降水量。如图所示，实况和模拟的降水区较为吻合，模拟降水从湖南、江西中部延伸至浙江北部，呈现西南—东北带状分布。飊线中部 5~20 mm 的降水模拟效果较好，但飊线两端的降水模拟均偏大。总体上，本次数值模拟的效果良好，较为准确地模拟出飊线

表 3 云凝结核数浓度与大气污染程度的对应关系

Table 3 Correspondence between cloud condensation nuclei (CCN) number concentration and atmospheric pollution degree

CCN 数浓度/m ⁻³	大气污染程度
0.5×10 ⁷	清洁
0.5×10 ⁸	比较清洁
0.5×10 ⁹	轻度污染
0.5×10 ¹⁰	中度污染
0.5×10 ¹¹	重度污染

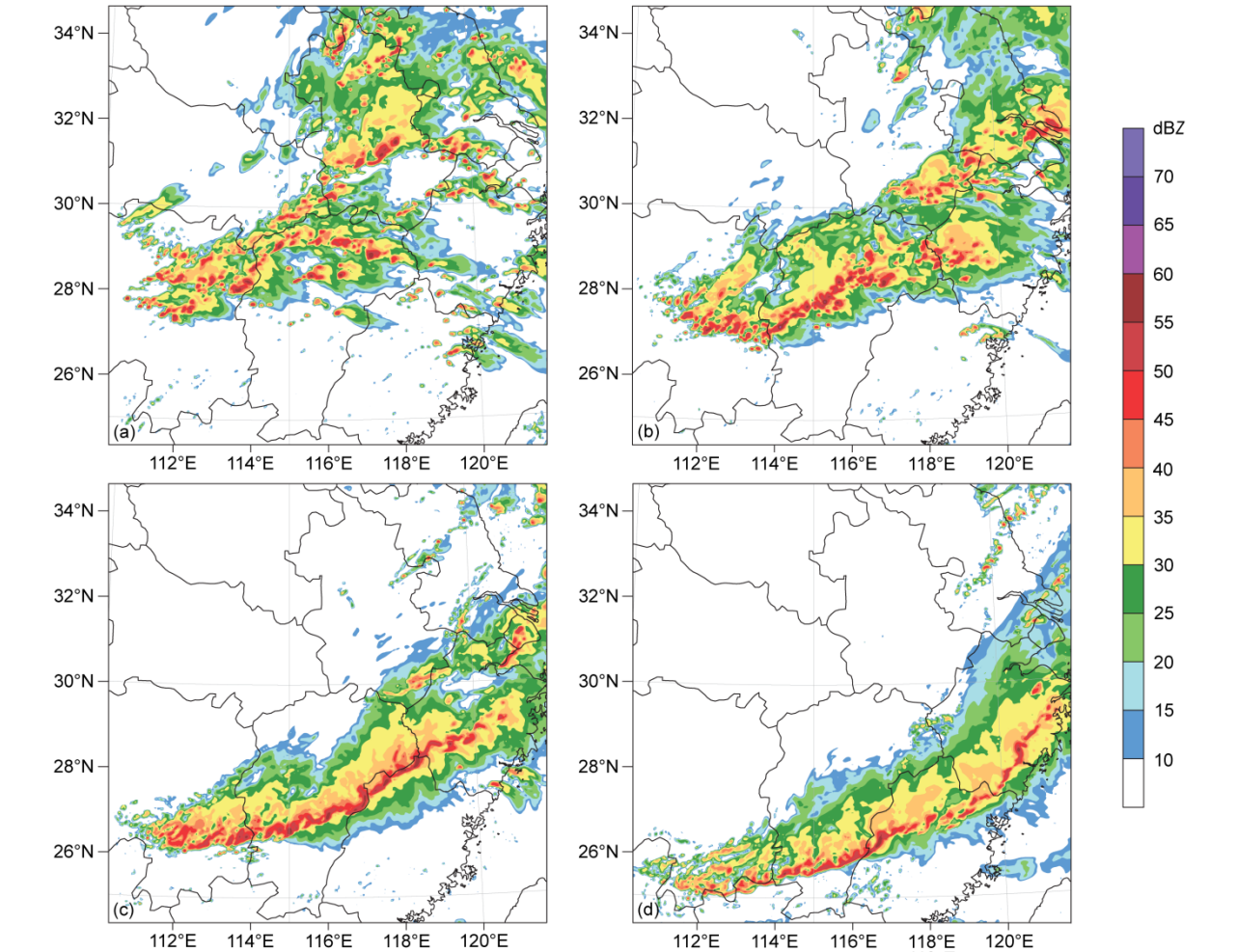


图1 模拟的2016年5月2日（a）07:00、（b）10:00、（c）13:00、（d）16:00雷达组合反射率（CCN数浓度为0.5×10⁹ m⁻³）

Fig. 1 Simulated radar reflectivity at (a) 0700 UTC, (b) 1000 UTC, (c) 1300 UTC, and (d) 1600 UTC 2 May 2016 (cloud condensation nuclei number concentration is 0.5×10⁹ m⁻³)

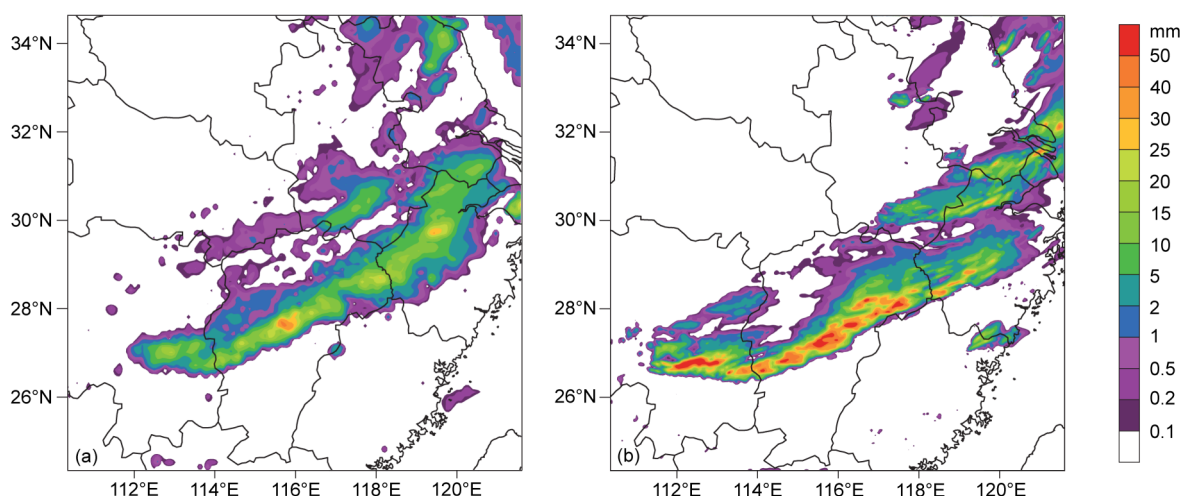


图2 2016年5月2日12:00 (a) 实况、(b) 模拟(CCN数浓度为 $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$) 1 h累积降水量

Fig. 2 1-h cumulative precipitation at 1200 UTC 2 May 2016 from (a) observation and (b) simulation (CCN number concentration is $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$)

生成的位置、对应的线状回波结构及飊线降水。

3 不同CCN数浓度下飊线的诊断分析

3.1 飊线降水的对比分析

图3为飊线成熟期(12:00)不同CCN数浓度的模拟雷达组合反射率和风场分布。总体来看, 飊线对应的强回波区为西南—东北走向, 呈现弧形的带状分布。大于50 dBZ的强回波区内强对流单体呈线状排布。带状回波的两侧存在西北风和东南风的强烈辐合, 与飊线前后风速急剧变化的特性相符合。

随着污染程度的增加, 模拟雷达回波有细微变化, 主要表现为系统内35 dBZ以上的中高回波区向北扩展, 使得飊线前后部均变宽。强对流体的组织形式在CCN数浓度为 $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 的时刻最为紧密, 线状结构最为完整, 其他浓度下飊线西段均有不同程度的分散甚至断裂, 后期的分裂较前期更为明显, 说明CCN浓度的增加对飊线的强对流体回波组织形态有影响, 可能原因是污染过重或过轻均导致飊线对流减弱, 从而飊线的线状结构在某些位置产生断裂。

对不同CCN数浓度下1 h和24 h累计降水量做降水区域平均(如图4所示), 平均1 h累计降水总体来看存在两个高值区, 分别位于06:00至08:00和13:00至15:00。随CCN数浓度的增加, 轻度污染大气(CCN数浓度为 $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$)和中度污染大气(CCN数浓度为 $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$)的降水量显著

增多, 重度污染(CCN数浓度为 $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$)、比较清洁(CCN数浓度为 $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$)和清洁(CCN数浓度为 $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$)大气的降水量明显回落。平均24 h累计降水显示, 中度污染的24 h累计降水明显偏高, 其次是轻度污染大气, 重度污染大气的降水量最少。以上结果说明低CCN数浓度对降水存在一定限制, 轻、中度污染的大气对飊线降水有增强作用, 而重度污染大气则显著抑制降水。可能原因是从清洁大气至中度污染, 更多的CCN形成更多的云滴, 因此增加了降水。从中度污染至重度污染, 可能有更多的小云滴形成, 抑制大云滴的生成, 从而抑制有效降水。

3.2 飊线系统的动力结构

沿飊线前进方向做垂直剖面, 以此来分析飊线的垂直结构, 图5是成熟期(12:00)飊线的雷达回波和风场的分布。雷达回波显示了一个强对流单体的垂直结构, 强回波中心大于45 dBZ, 对应飊线的强对流云区, 高度可延伸至200~300 hPa。高空存在向前和向后延伸的弱回波区, 对应飊线前侧和后侧的砧云区。控制试验垂直环流的结构如下(图5c): 低层(800 hPa以下)前部入流与后部入流在强对流单体的前侧27.5°N左右辐合上升, 在高层前后出流, 形成宽厚的云砧。在强对流前侧800~400 hPa处存在气流下沉, 并在800 hPa汇入上升气流中。中层(700~500 hPa)单体后部入流分为两支, 上支抬升至层云区高层汇入向后出流; 下支下沉辐合, 在对流云区低层与前部入流辐合, 产生上升气流。

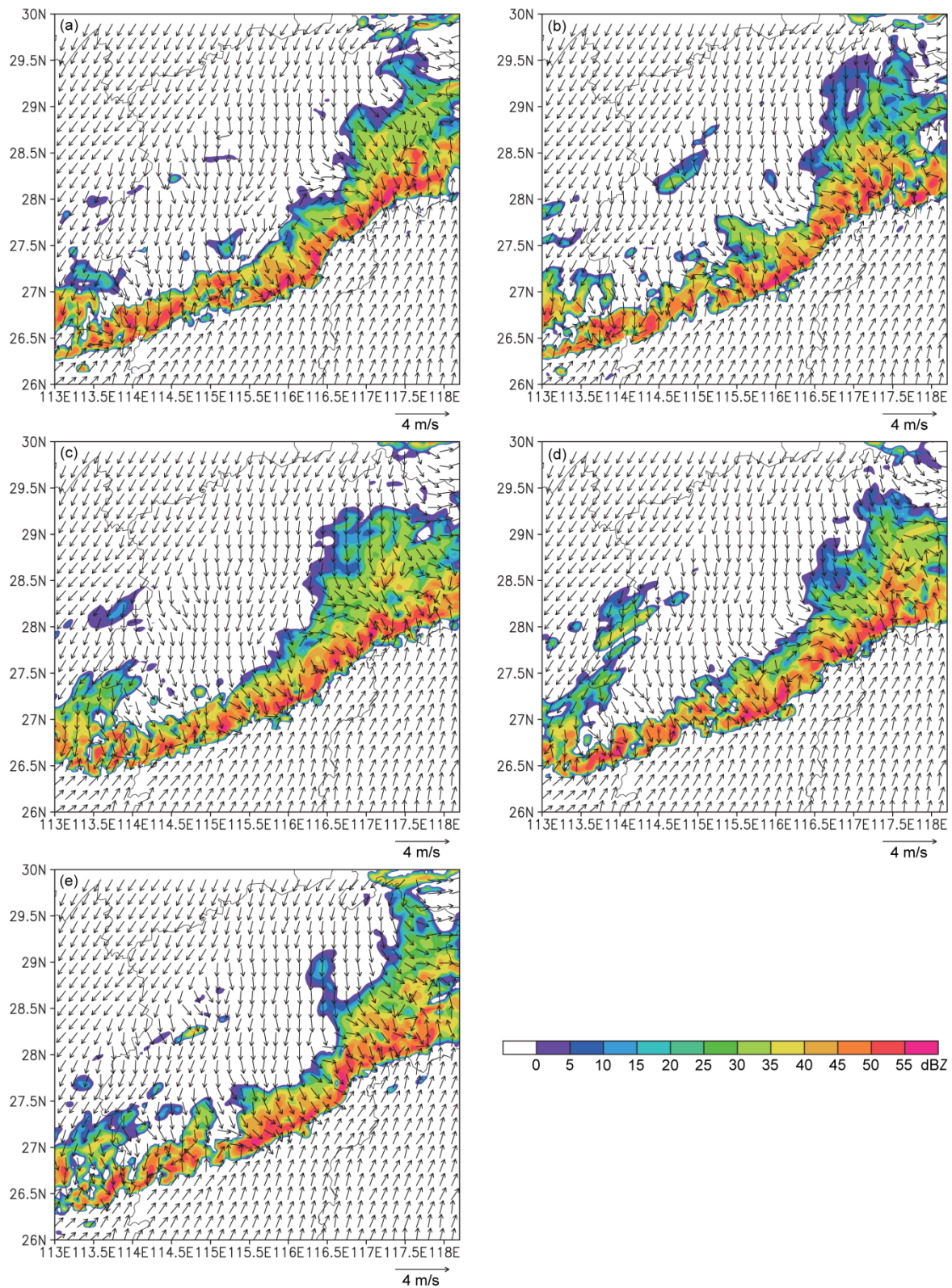


图3 2016年5月2日12:00CCN数浓度分别为(a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下1.5 km高度雷达反射率(填色)及风速(已减去环境风速)

Fig. 3 Radar reflectivity (shadings) and wind speed (vectors, already minus ambient wind speed) at 1.5-km height with CCN number concentration (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ at 1200 UTC 2 May 2016

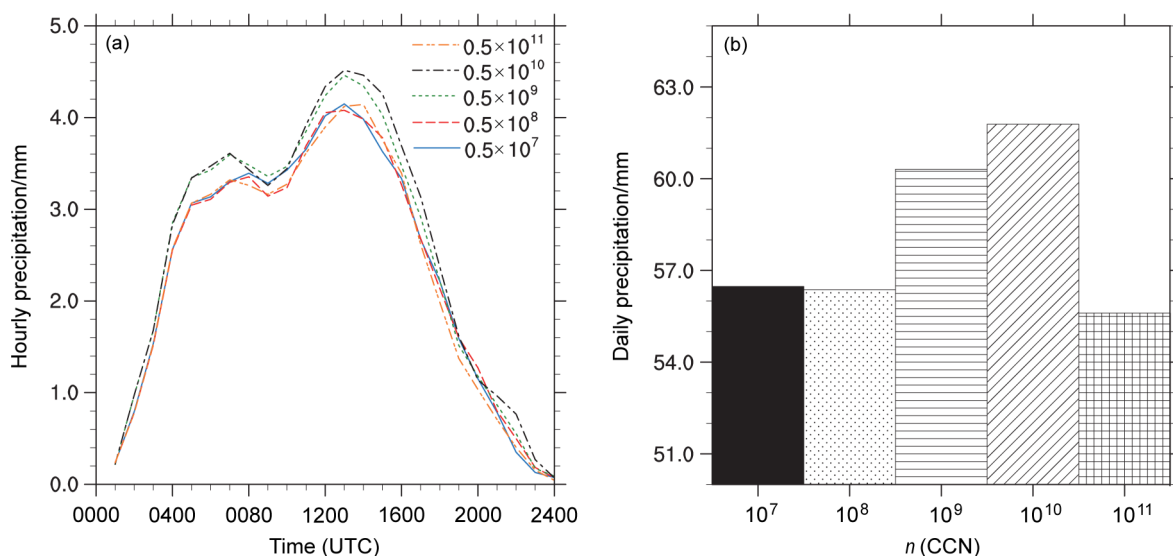


图4 2016年5月2日不同CCN数浓度下飑线区域平均 (a) 1 h 累计降水量日变化和 (b) 24 h 累计降水量

Fig. 4 Regionally mean cumulative (a) 1-h precipitation and (b) 24-h precipitation at different CCN number concentration on 2 May 2016

对比不同污染程度的雷达反射率发现, 随着污染程度从清洁空气加深到轻度污染 (CCN 数浓度为 $5.0 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$), $27.5^\circ\text{N} \sim 28^\circ\text{N}$ 强回波区的宽度加宽, 强度增强; 强回波的高度攀升。随着 CCN 数浓度的继续增加, $27.5^\circ\text{N} \sim 28^\circ\text{N}$ 强对流区逐渐分裂, 出现两个强对流支, 强度进一步降低, 宽度减小。这可能是因为轻度污染下大量水汽凝结释放潜热加热大气, 使地面低压加强, 对流得到发展。

为了研究不同 CCN 数浓度对飑线内对流活动的影响, 在此定义最大上升气流处: 以 3.1 km 高度水平区域最大上升速度格点为中心, 沿经向和纬向的两个方向分别延伸 0.1° , 作为求取平均速度的区域, 此区域位置随时间变化。从垂直运动的演变 (图6) 来看, 控制试验飑线发展最旺盛的区域内存在两个正值中心, 分别位于飑线发展期 (09:00) 和飑前衰退期 (15:00), 衰退期的正值中心可能是由新对流单体的并入产生。随着 CCN 数浓度的增大, 垂直速度中心呈现先增大后减小再增大的变化趋势。在大气比较清洁的情况下 (CCN 数浓度为 $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$), 垂直速度发展迅速, 飑线发展期 (09:00) 增强至峰值, 高值中心的高度明显抬升 ($8 \sim 10 \text{ km}$), 平均垂直速度可达 12 m/s 以上。然后随着 CCN 数浓度增加垂直速度中心逐渐减弱, 至重度污染时强度又略有回升。这说明大气在污染程度达到比较清洁后, 随着污染继续加深, 飑线内部

的对流活动逐步减弱, 但在从中度污染增加至重度污染时, 飑线内部的对流活动又增强。

图7为飑线最大垂直速度处涡度随时间的变化, 涡度是一个表征飑线动力场特征的物理量, 反映了发展最旺盛的对流单体对不同 CCN 数浓度的响应。如图所示, 8 km 以下存在1或2个涡度高值中心, 并以正值为主, 说明可能存在新单体生成的过程。在轻度污染 (CCN 数浓度为 $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$) 时垂直涡度的强度最强。在时间分布上, 清洁 (CCN 数浓度为 $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$)、比较清洁 (CCN 数浓度为 $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$) 和重度 (CCN 数浓度为 $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$) 污染情况下, 垂直涡度强度较弱; 轻度污染和重度污染情况下, 垂直涡度较强。另外, 从清洁大气到轻度污染, 对应的垂直涡度是双峰结构; 而中度污染和重度污染时, 垂直涡度是单峰结构。

图8为飑线最大上升速度处散度的时间演变, 如图所示, 飑线发展最旺盛的区域 4 km 以下的低层为负散度区, 有气流辐合; 中高层散度呈现正值, 散度中心基本出现 $6 \sim 14 \text{ km}$, 有气流辐散。这种低空辐合高空辐散的垂直结构有利于强对流的形成。对不同污染物浓度, 散度都存在两个正值中心, 说明随时间变化有新单体生成。比较清洁、轻度污染和重度污染的高层散度比较强, 清洁和重度污染的高层散度略弱。

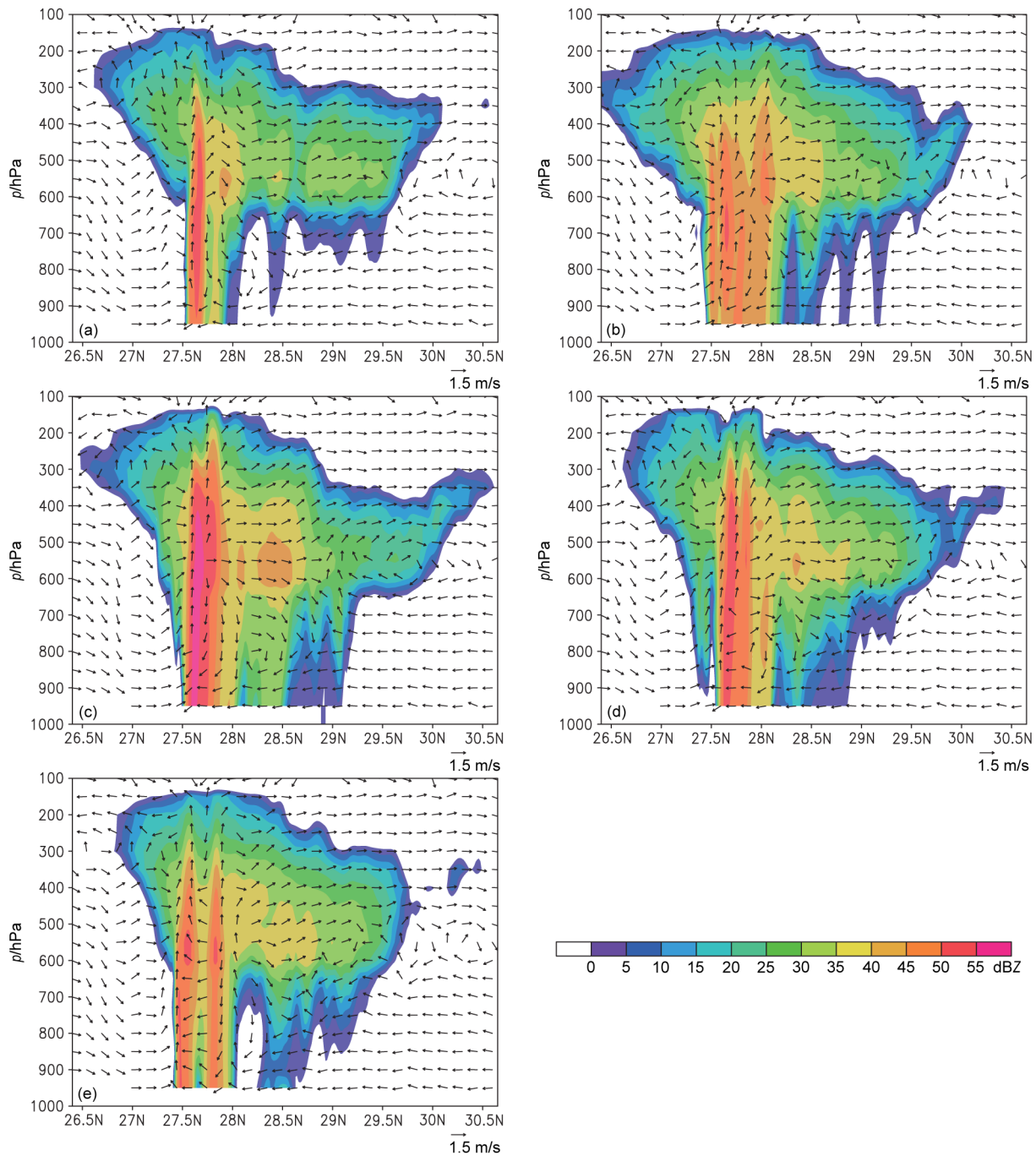


图5 2016年5月2日12:00 CCN数浓度分别为 (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下雷达组合反射率 (填色) 及相对风矢量的沿 116°E 垂直剖面

Fig. 5 Radar combined reflectance (shadings) and relative wind vector with CCN number concentrations (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ along the vertical section of 116°E at 1200 UTC 2 May 2016

综上所述, 大气轻度污染对飊线发展起到了一定增强作用, 并对应两个对流单体; 而在重度污染情况下, 只存在一个对流单体。

3.3 飊线系统的热力结构

图9为飊线成熟期 (12:00) 地面扰动气压分布。如图所示, 扰动气压呈现“低—高一低”的结

构, 对应飊线前部低压 (L1)、雷暴高压 (H) 和尾流低压 (L2) 的基本结构。

对比不同CCN数浓度下的高低压配置, 在清洁空气和比较清洁空气情况下, 飊线的尾流低压、雷暴高压和飊前低压都比较强。轻度污染情况下雷暴高压结构松散, 强度较弱, 飊前低压比较强。在

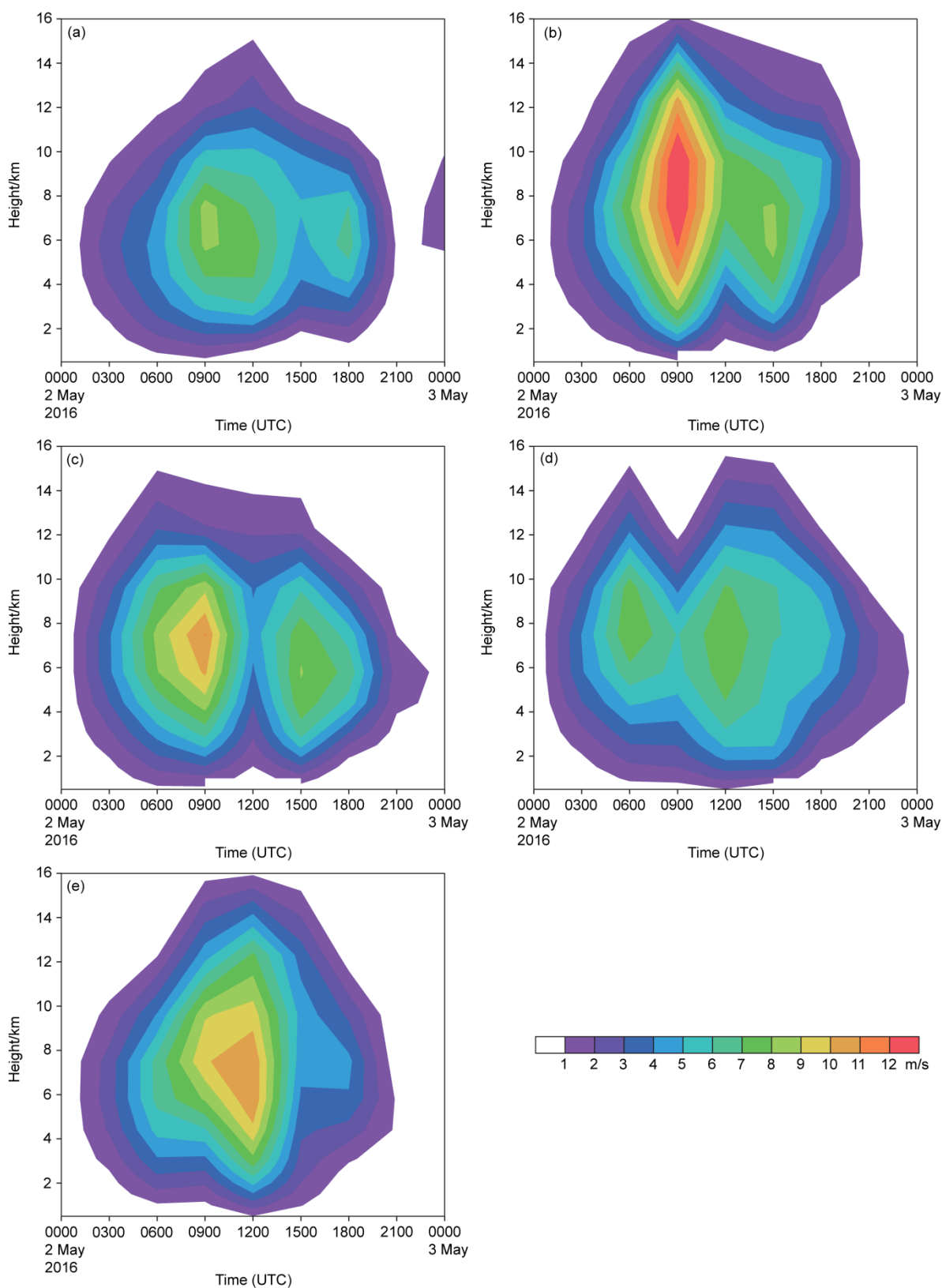


图6 2016年5月2日CCN数浓度分别为(a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d)、 $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下飑线最大上升气流处区域平均垂直速度垂直分布的时间演变

Fig. 6 Time evolution of the mean vertical velocity vertical distribution in the area where the maximum ascending air branch of squall line is located with CCN number concentrations (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ on 2 May 2016

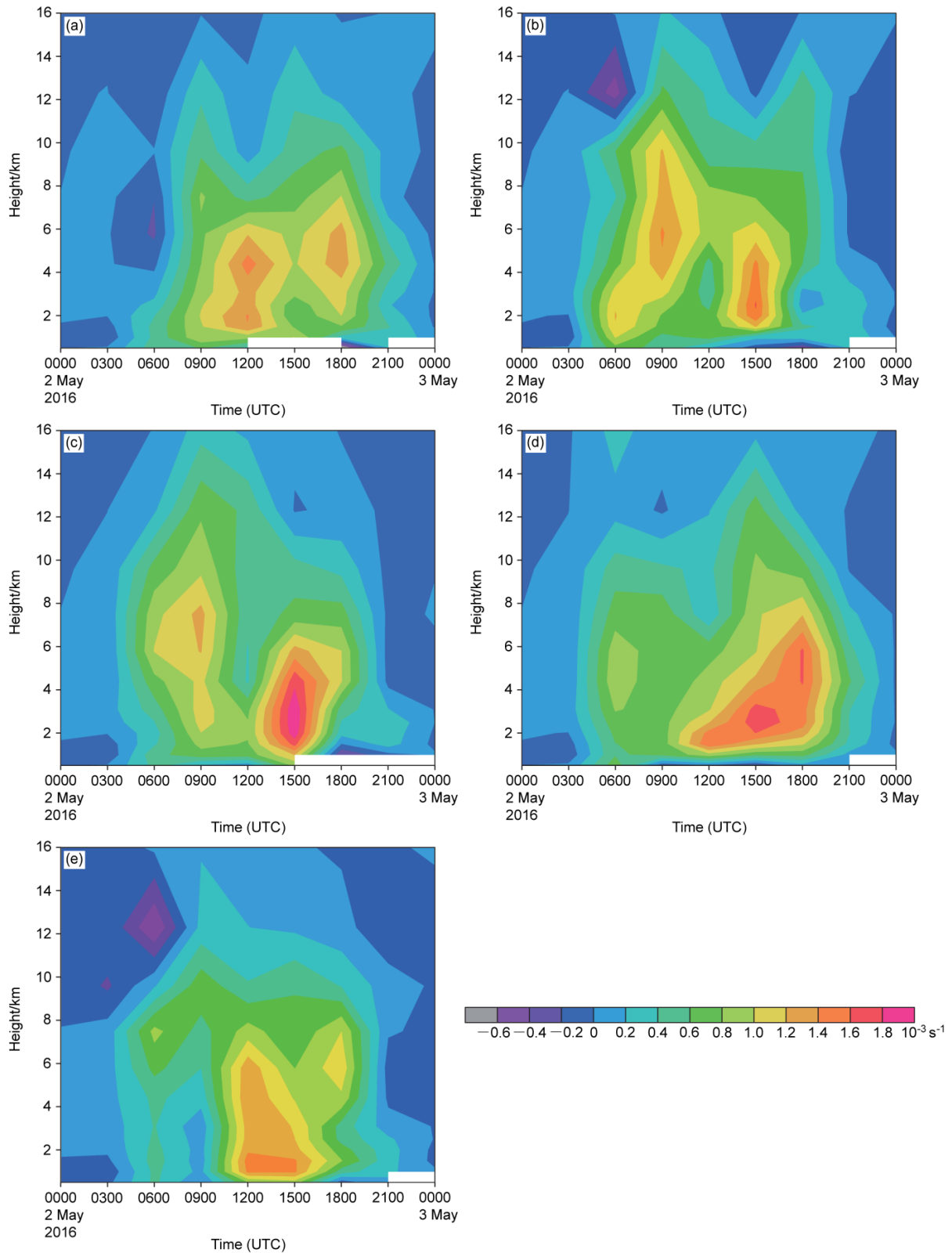


图7 2016年5月2日CCN数浓度分别为(a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下爬线最大上升气流处区域平均涡度垂直分布的时间演变

Fig. 7 Time evolution of the mean vorticity vertical distribution in the region where the maximum ascending air branch of squall line is located with CCN number concentrations (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ on 2 May 2016

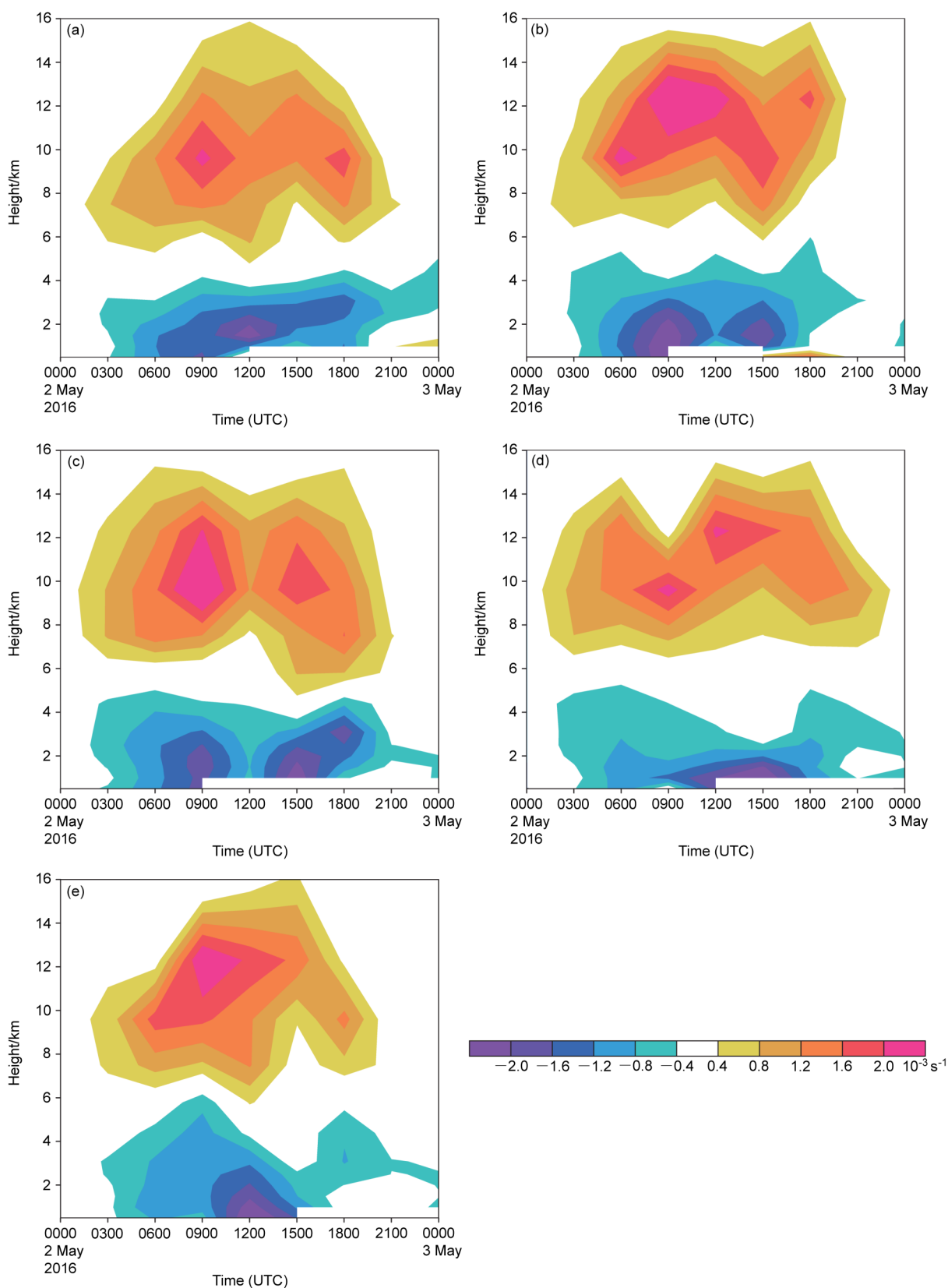


图 8 2016 年 5 月 2 日数浓度分别为 (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下飑线最大上升气流处区域平均散度垂直分布的时间演变

Fig. 8 Time evolution of the mean divergence vertical distribution in the region where the maximum ascending air branch of squall line is located with CCN number concentrations (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ on 2 May 2016

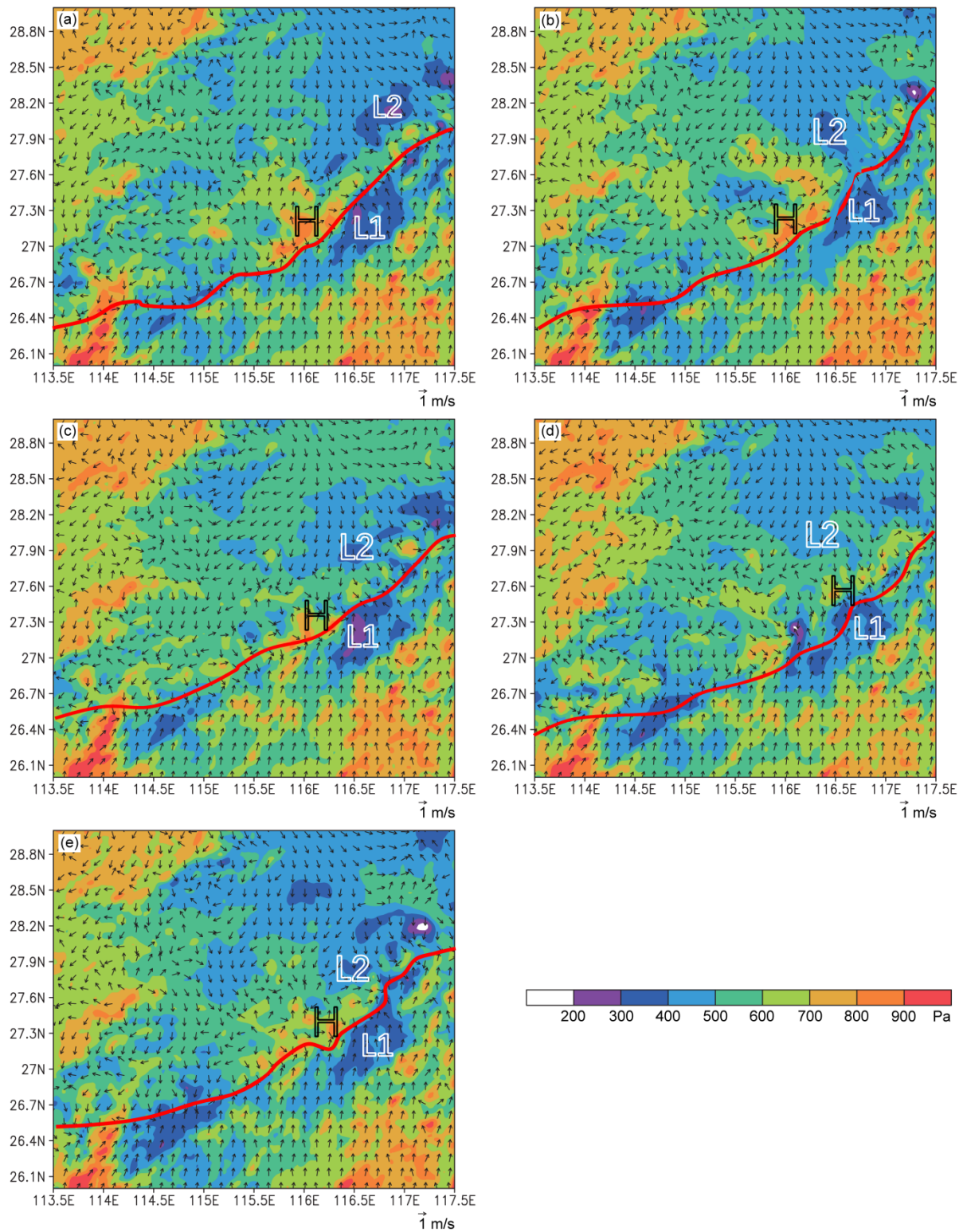


图9 2016年5月2日12:00数浓度分别为(a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下地面扰动气压(填色)及风矢量分布(箭头)。“H”、“L1”和“L2”分别表示中高压、飊前低压和尾流低压,红色实线代表气流辐合线

Fig. 9 Ground disturbed pressure (shadings) and wind (vectors) with CCN number concentrations (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ at 1200 UTC 2 May 2016. The “H”, “L1”, and “L2” in the figure indicate the medium-high pressure, the pre-tank low pressure and the wake low pressure, respectively, and the red solid line represents the airflow convergence line

中度污染的情况下, 尾流低压、飑前低压和雷暴高压都比较弱。对于重度污染, 雷暴高压比较弱, 尾流低压和飑前低压与比较清洁大气的结构类似。

随着污染程度加重, 飑线前低压在轻度污染时强度最强, 雷暴高压的范围及强度均不断减弱, 尾流低压的强度与雷暴高压相关联, 其位置有较大变化, 这表明 CCN 数浓度差异会改变飑线的内部结构。CCN 浓度的增加对飑线的影响是多方面的, 从清洁大气至中度污染, 中高压的强度出现明显的减弱, 而中低压减弱的程度较小, 所以 CCN 数浓度的增加对中高压影响比中低压更显著。

CCN 数浓度对近地面冷池也有影响, 如图 10 所示, 总体上飑线前部扰动位温为正, 飑线后部为负, 水平风场的辐合线处于正负扰动位温交界处, 说明此处位温梯度很大。在飑线后部低温区嵌有冷中心, 代表飑线后的“冷池”。随着污染程度的加重, 冷中心的强度呈现出先减小后增大的变化趋势。中度污染时冷中心强度最弱。在重度污染的情况下, 冷中心强度又增强。飑线前部暖区的范围和位置几乎不受 CCN 数浓度变化影响。综合来看, CCN 数浓度变化对飑线后部冷区影响较大, 重度污染情况下冷池发展较强。

飑线成熟期不同 CCN 数浓度下相当位温的垂直分布如图 11 所示, 在强对流区及其前部, 3 km 以下高度相当位温对随高度递减, 意味着大气是对流不稳定的, 有利于对流发展移动。低层 345 K 相当位温等值线在对流云区的前缘发生断裂, 左端的等值线穿越对流云区向下延伸到近地面处。飑线前方从低空至地面是对流不稳定区, 表明飑线将往这个区域方向移动。对比不同污染程度下的相当位温分布可见, 轻度污染情况下飑线对流区 (图 11c) 高层 350 K 相当位温下延伸 7 km 左右, 因为此处存在较强的凝结潜热释放。同时, 比较清洁、轻度污染和重度污染的对流云区低层的不稳定性较强, 因为低层的相当位温可以达到 350 K, 而清洁和中度污染情况下低层的相当位温到达 345 K。这些说明随着 CCN 数浓度的增加, 对流云区不稳定性先增强后减弱再增强, 其中轻度污染下对流云区不稳定性最强。

综上所述, 随着大气污染程度的加重, 一方面 CCN 数浓度主要影响雷暴高压和飑前低压, 对飑线后部冷区的温度场影响较大; 另一方面在一定程

度上提高 CCN 数浓度, 加剧了飑线内部对流不稳定, 其中轻度污染的不稳定性最强。

4 不同 CCN 数浓度下飑线水凝物的分析

为了进一步理解 CCN 浓度对飑线云系的影响, 选取飑线发展最旺盛的区域, 分析了 5 组 CCN 浓度试验中飑线的云物理结构。图 12 为飑线成熟期 12:00 最大垂直速度区各水凝物垂直廓线。云水混合比含量主要集中于 2~6 km 的中低层; 随着污染程度的加剧, 清洁大气、轻度污染和重度污染的云水混合比含量强度比较大, 其中轻度污染的云水混合比峰值出现的高度最高。雨粒子的分布主要集中在 5 km 以下的低层, 在大气比较清洁的情况下 (CCN 数浓度为 $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$) 雨水混合比含量的高度和中心强度都较低, 轻度和中度污染的雨水混合比强度较大。冰粒子主要集中于 10~14 km 的对流层高层和平流层底部, 对 CCN 浓度变化的响应比较一致, 峰值出现 12 km 高度, 其中轻度污染情况下冰晶的混合比含量最大, 重度污染最小。雪粒子在 6~12 km 的中高层均有分布, 清洁大气和轻度污染的雪混合比含量比较大。霰粒子集中分布于 5~10 km 的中层, 其中重度污染和轻度污染的霰峰值最大, 都在 5 km 左右。

由以上分析可知, CCN 数浓度的增长确实对飑线系统中云和降水产生一定的影响。在 CCN 浓度增长到较清洁大气时 (CCN 数浓度为 $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$) 雨水粒子和云水粒子的高度偏低, 混合比含量减少。除了雪粒子外, 其他水凝物粒子混合比含量均在轻度污染下达到最大值, 而雪粒子混合比含量的最大值是在重度污染下出现的。从清洁大气至轻度污染, 更多云滴形成, 可能导致雨滴碰并云滴增长概率变大, 雨滴混合比增大。从轻度污染至严重污染, 可能有大量小云滴生成, 反而抑制大雨滴生成, 从而雨滴混合比减小, 从而导致轻度污染下的雨滴混合比最大。轻度污染下冰晶和霰的混合比最大, 可能将导致更多冰相粒子的融化, 同时轻度污染下雨滴混合比也最大, 从而导致轻度污染下飑线成熟时期的降水效率最高, 雨滴和冰相粒子的大量形成释放潜热, 使轻度污染下飑线对流最强。

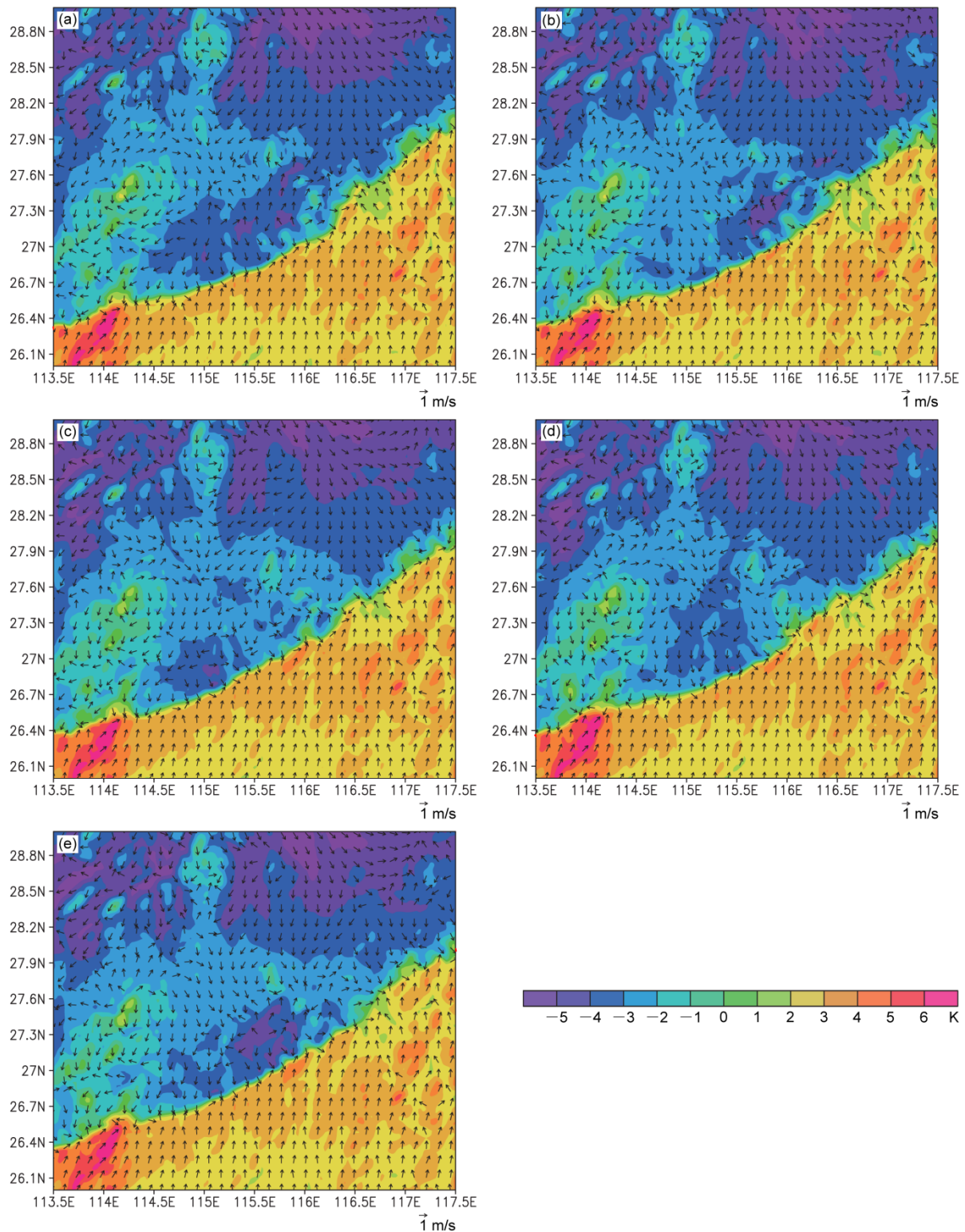


图10 2016年5月2日12:00数浓度分别为(a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下地面扰动位温(填色)及相对风矢量(箭头)。“C”代表“冷池”

Fig. 10 Ground disturbed potential temperature (shadings) and relative wind (vectors) with CCN number concentrations (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ at 1200 UTC May 2 2016. “C” stand for cold center

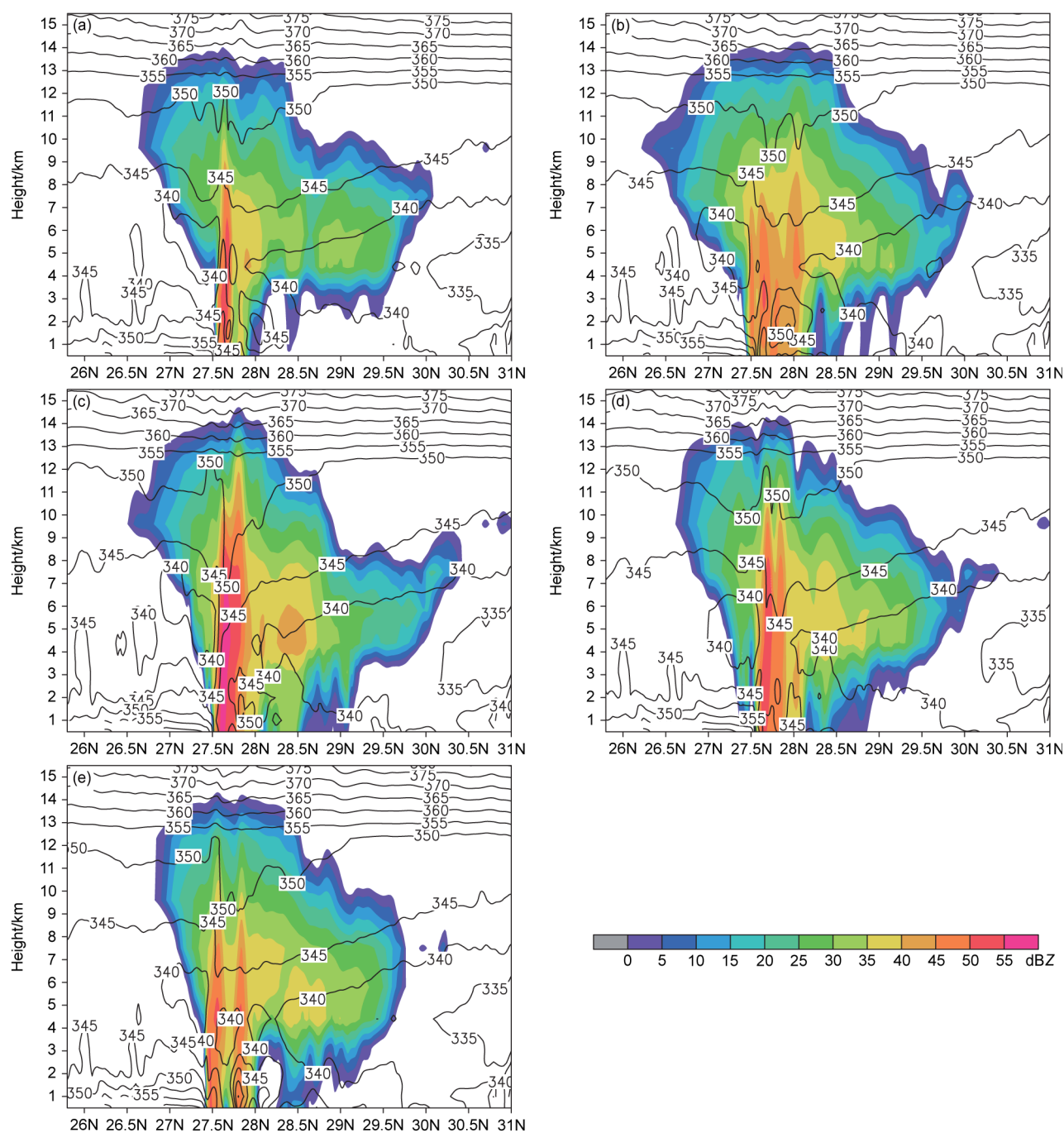


图11 2016年5月2日12:00数浓度分别为(a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下相当位温(等值线, 单位: K)沿116.6°E垂直剖面的分布(填色为雷达组合反射率)

Fig. 11 The equivalent potential temperature (contours, units: K) distribution along the vertical profile of 116.6°E with CCN number concentrations (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ at 1200 UTC 2 May 2016 (shadings denote radar reflectivity)

5 Q矢量散度分析

准地转理论是当代动力气象学的基础, 是中纬度天气学的理论基础。在此基础上获得的传统 ω 方程具有很大的局限性, 适用于大尺度系统。以准地转和静力平衡下的 Q 矢量散度为唯一强迫项的准地

转 ω 方程并不适用于中尺度天气系统, 这里从Bosnesq近似下的原始局地直角坐标系方程组出发, 推导以非地转非静力平衡下的 Q 矢量散度为唯一强迫项的 ω 方程, 并用该非地转非静力平衡 Q 矢量散度来诊断分析飑线的垂直运动特征。

Q 矢量散度方程的推导见附录。

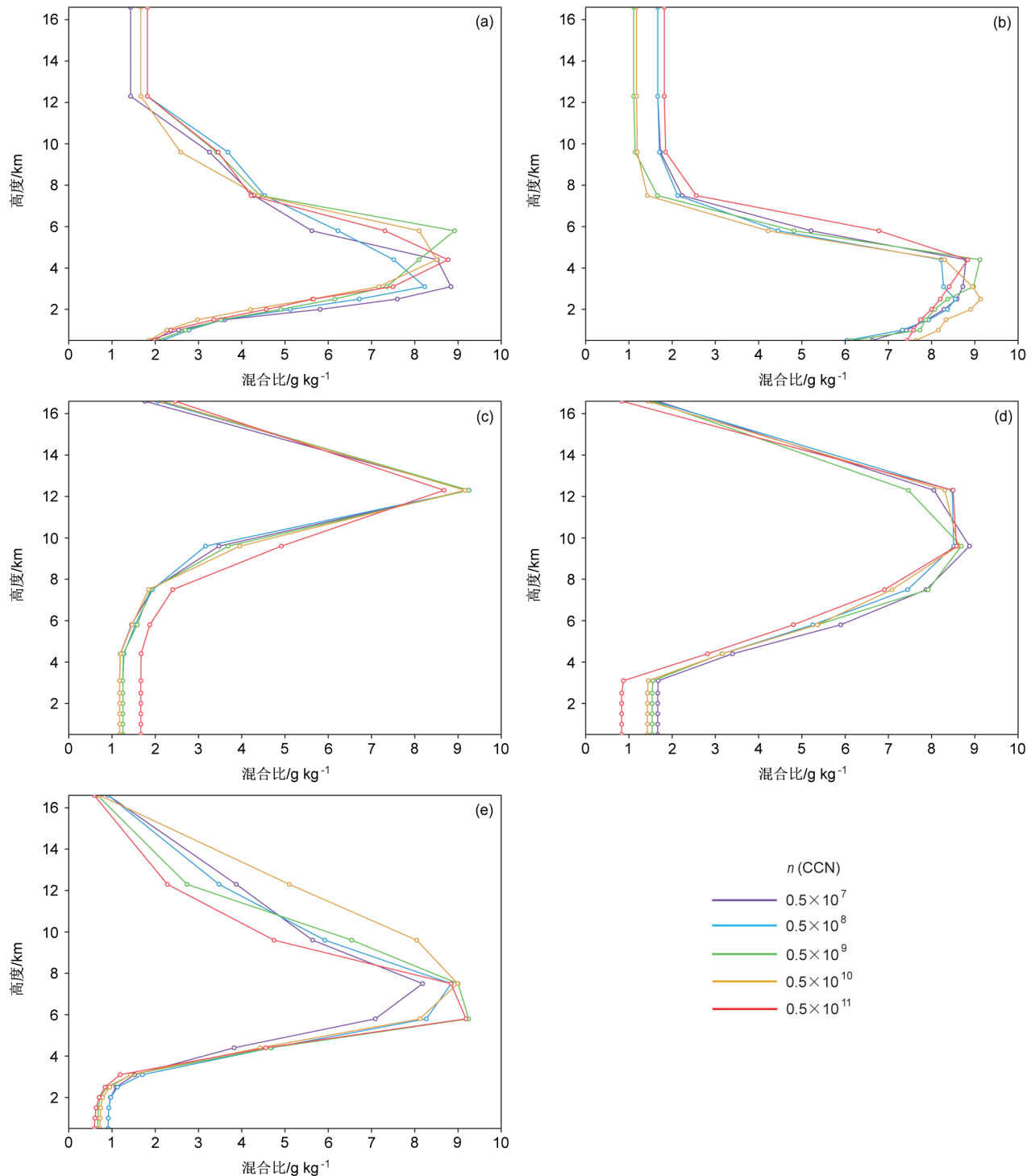


图12 2016年5月2日12:00不同CCN浓度下爬线最大上升气流所在区域的水凝物混合比廓线: (a) 云水; (b) 雨水; (c) 冰晶; (d) 雪; (e) 霰
Fig. 12 Mean hydrometeor mixing ratio profile in the area where the maximum updraft of the squall line at different CCN concentrations at 1200 UTC 2 May 2016: (a) Cloud water; (b) rainwater; (c) ice crystals; (d) snow; (e) graupel

由附录(A.19)可知,垂直速度反比于 $\mathbf{Q}$ 矢量散度($\nabla \cdot \mathbf{Q}$)分布,当 $\mathbf{Q}$ 矢量散度为正值($\nabla \cdot \mathbf{Q} > 0$), $\mathbf{Q}$ 矢量辐散对应下沉运动($w < 0$);当 $\mathbf{Q}$ 矢量散度为负值($\nabla \cdot \mathbf{Q} < 0$), $\mathbf{Q}$ 矢量辐合对应上升运动

($w > 0$)。图13为 $\mathbf{Q}$ 矢量散度和垂直速度 w 的分布,如图所示,爬线垂直速度由前到后分别为“正负”的带状分布,分别对应前部低压的上升气流和后部雷暴高压的下沉气流,正负垂直速度交界处为爬线

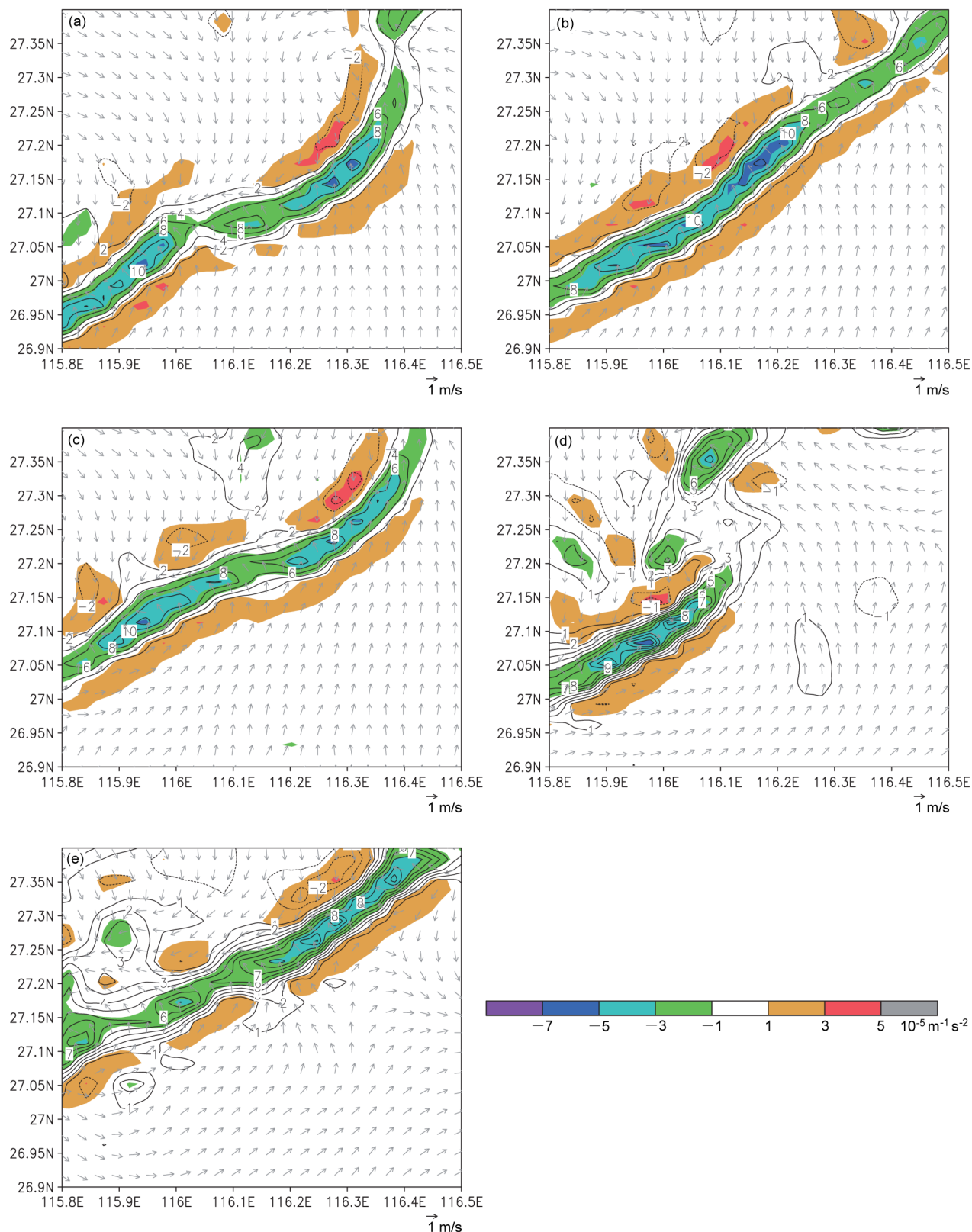


图 13 2016 年 5 月 2 日 12:00 3.1 km 高度数浓度分别为 (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$ 、(b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ 、(c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ 、(d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$ 、(e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 情况下 $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ (填色) 和垂直速度 (等值线, 单位: m/s) 的分布。箭头代表风矢量

Fig. 13 Distribution of $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ (shadings) and vertical velocity (isoline, units: m/s) at 3.1 km altitude with CCN number concentrations (a) $0.5 \times 10^7 \text{ m}^{-3}$, (b) $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$, (c) $0.5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, (d) $0.5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, and (e) $0.5 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ at 1200 UTC 2 May 2016. The vectors denote the wind

所在位置。 $\mathbf{Q}$ 矢量散度 ($\nabla \cdot \mathbf{Q}$) 的分布则呈现出“正—负—正”的带状分布, 其中 $\mathbf{Q}$ 矢量散度负值区与上升运动区对应良好, 后部的正值散度与飑线后部下沉运动相关。在飑前低压的前方, 存在 $\mathbf{Q}$ 矢量散度弱的正值区, 结合速度垂直分布可知, 此处的 $\mathbf{Q}$ 矢量辐散表征了飑线前部 700 hPa 下沉运动。总体来说, 在飑前低压和后部雷暴高压的区域内, $\mathbf{Q}$ 矢量散度和垂直速度分布相吻合, 强度中心相互对应, 与附录 (A.19) 一致。

较清洁大气和轻度污染的情况下, $\mathbf{Q}$ 矢量散度高值区最强, 呈西南—东北方向带状分布。随着 CCN 数浓度增加, $\mathbf{Q}$ 矢量散度高值带逐渐缩短。在中度污染和重度污染情况下, $\mathbf{Q}$ 矢量散度高值带分裂, 并且长度缩短。

6 总结

本文对一次华东飑线过程进行不同 CCN 浓度的数值敏感性试验, 以此来分析不同大气污染程度对飑线发展演变的影响。初步获得如下结论下:

(1) 低 CCN 数浓度对降水有一定限制作用, 轻度污染和中度污染飑线降水最强, 而重度污染则显著抑制降水。

(2) CCN 数浓度的增加对飑线系统的动力结构有明显的影响, 轻度污染时雷达回波强度加强, 对流云顶高度攀升。垂直速度、涡度和散度的强度较强, 并且在时间变化上具有双峰结构。在重度污染情况下, 雷达回波较弱, 垂直速度、涡度和散度的强度减小, 在时间变化上具有单峰结构。

(3) CCN 数浓度差异会改变飑线的内部结构。在轻度污染情况下雷暴高压结构松散, 强度较弱, 飑前低压比较强; 冷池相对较弱, 对流云区不稳定性最强。在重度污染情况下, 雷暴高压比较弱, 尾流低压和飑前低压与比较清洁大气的结构类似; 冷池中心强度增强, 对流云区不稳定性明显。

(4) 不同污染程度下各水凝物的变化情况略有差异, CCN 数浓度增加至较清洁大气时 (CCN 数浓度为 $0.5 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$), 雨水和云水混合比含量均受到抑制。除了雪粒子外, 其他水凝物粒子混合比含量均在轻度污染下达到最大值, 而雪粒子混合比含量的最大值是在重度污染下出现的。

(5) 推导了非地转和非静力平衡的 $\mathbf{Q}$ 矢量散度方程, 理论分析表明 $\mathbf{Q}$ 矢量的辐合区对应上升运

动, 辐散区对应下沉运动。计算结果表明, $\mathbf{Q}$ 矢量散度负值区与上升运动区对应良好。在较清洁大气和轻度污染的情况下, $\mathbf{Q}$ 矢量散度高值区最强, 呈西南—东北方向带状分布。

参考文献 (References)

- Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al. 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis Bow Echo during BAMEX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133(8): 2275–2296. doi: 10.1175/MWR2973.1
- Atkins N T, St Laurent M. 2009. Bow echo mesovortices. Part II: Their genesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137(5): 1514–1532. doi: 10.1175/2008MWR2650.1
- Bluestein H B, Marx G T, Jain M H. 1987. Formation of mesoscale lines of precipitation: Nonsevere squall lines in Oklahoma during the spring [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115(11): 2719–2727. doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<2719:FOMLOP>2.0.CO;2
- Borys R D, Lowenthal D H, Mitchell D L. 2000. The relationships among cloud microphysics, chemistry, and precipitation rate in cold mountain clouds [J]. *Atmos. Environ.*, 34(16): 2593–2602. doi: 10.1016/S1352-2310(99)00492-6
- 陈丽, 银燕, 杨军, 等. 2007. 沙尘气溶胶对云和降水影响的模拟研究 [J]. *南京气象学院学报*, 30(5): 590–600. Chen Li, Yin Yan, Yang Jun, et al. 2007. Effects of sand dust particles on cloud and precipitation: A numerical study [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 30(5): 590–600. doi: 10.3969/j.issn.1674-7097.2007.05.002
- Davies-Jones R. 1991. The front to genetical forcing of secondary circulations. Part I: The duality and generalization of the $\mathbf{Q}$ vector [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48(4): 497–509. doi: 10.1175/1520-0469(1991)048<0497:TFFOSC>2.0.CO;2
- 董昊, 徐海明, 罗亚丽, 等. 2012. 云凝结核浓度对 WRF 模式模拟飑线降水的影响: 不同云微物理参数化方案的对比研究 [J]. *大气科学*, 36(1): 145–169. Dong Hao, Xu Haiming, Luo Yali, et al. 2012. Effects of cloud condensation nuclei concentration on precipitation in convection permitting simulations of a squall line using WRF model: Sensitivity to cloud microphysical schemes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(1): 145–169. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.01.12
- 方莎莎. 2016. 南方高海拔地区 CCN 数浓度参数化及 CCN 对雨、雾滴谱的影响 [D]. 南京信息工程大学硕士学位论文, 69pp. Fang Shasha. 2016. Parameterization of CCN number concentration in high altitude areas of southern China and impacts of CCN on droplet spectra of rain and fog [D]. M. S. thesis (in Chinese), Nanjing University of Information Science and Technology, 69pp.
- 封彩云. 2011. 城市污染大气环境下云和降水形成的观测与数值模拟研究 [D]. 兰州大学博士学位论文, 125pp. Feng Caiyun. 2011. Observational and numerical simulation studies on cloud and precipitation formation under the polluted urban atmospheric environment [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Lanzhou University, 125pp.
- Fujita T. 1963. Analytical mesometeorology: A review [M]// Atlas S,

- Booker D R, Byers H, et al. Severe Local Storms. Boston, MA: American Meteorological Society, 77-128. doi: 10.1007/978-1-940033-56-3_5
- Fujita T T. 1978. Manual of downburst identification for project NIMROD [R]. NASA-CR-156953, SMRP-RP-156, 104pp.
- 何宏让, 魏绍远, 黄云贵. 1998. 初始云滴浓度(CCN)对对流性降水作用的数值试验 [J]. 气象科学, 18(1): 10-19. He Hongrang, Wei Shaoyuan, Huang Yungui. 1998. The numerical test of initial cloud droplet concentration (CCN) effect on convective precipitation [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 18(1): 10-19.
- Hoskins B J, Draghici I, Davies H C. 1978. A new look at the ω -equation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104(439): 31-38. doi: 10.1002/qj.49710443903
- Houze Jr R A, Rutledge S A, Biggerstaff M I, et al. 1989. Interpretation of Doppler Weather Radar displays of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 70(6): 608-619. doi:10.1175/1520-0477(1989)070<0608:IODWRD>2.0.CO;2
- 靳奎峰. 2017. CCN 浓度对华东地区夏冬两次暴雨过程影响的数值模拟和诊断分析 [D]. 南京信息工程大学硕士学位论文, 66pp.
- Jin Kuifeng. 2017. Numerical simulation and diagnostic analysis of the influences of the CCN concentration on the two rainstorm processes in winter and summer of East China [D]. M. S. thesis (in Chinese), Nanjing University of Information Science and Technology, 66pp.
- Johnson R H, Hamilton P J. 1988. The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line [J]. Mon. Wea. Rev., 116(7): 1444-1473. doi: 10.1175/1520-0493(1988)116<1444:TROSPF>2.0.CO;2
- Khain A, Rosenfeld D, Pokrovsky A. 2005. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131(611): 2639-2663. doi:10.1256/qj.04.62
- 鹿翔, 王春明, 陈浩伟. 2016. 云凝结核浓度对一次梅雨锋降水影响的数值模拟 [J]. 安徽农业科学, 44(2): 219-223, 228. Lu Xiang, Wang Chunming, Chen Haowei. 2016. A numerical study on influence of cloud condensation nuclei on a Meiyu front rainfall event [J]. Journal of Anhui Agricultural Sciences (in Chinese), 44(2): 219-223, 228. doi:10.3969/j.issn.0517-6611.2016.02.076
- Meng Z Y, Zhang F Q, Markowski P, et al. 2012. A modeling study on the development of a bowing structure and associated rear inflow within a squall line over South China [J]. J. Atmos. Sci., 69(4): 1182-1207. doi:10.1175/JAS-D-11-0121.1
- Newton C W. 1950. Structure and mechanism of the prefrontal squall line [J]. J. Meteor., 7(3): 210-222. doi:10.1175/1520-0469(1950)007<0210:SAMOTP>2.0.CO;2
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 128(10): 3413-3436. doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2
- Remer L A, Kaufman Y J, Levin Z, et al. 2002. Model assessment of the ability of MODIS to measure top-of-atmosphere direct radiative forcing from smoke aerosols [J]. J. Atmos. Sci., 59(3): 657-667. doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<0657:MAOTAO>2.0.CO;2
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. Science, 287(5459): 1793-1796. doi: 10.1126/science.287.5459.1793
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. J. Atmos. Sci., 45(3): 463-485. doi: 10.1175/1520-0469(1988)045<0463:ATFSL>2.0.CO;2
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 133(4): 961-976. doi:10.1175/MWR2899.1
- Rutledge S A, Houze Jr R A, Biggerstaff M I, et al. 1988. The Oklahoma-Kansas mesoscale convective system of 10-11 June 1985: Precipitation structure and single-Doppler radar analysis [J]. Mon. Wea. Rev., 116(7): 1409-1430. doi: 10.1175/1520-0493(1988)116<1409:TOMCSO>2.0.CO;2
- Trapp R J, Weisman M L. 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: Their genesis and implications [J]. Mon. Wea. Rev., 131(11): 2804-2823. doi:10.1175/1520-0493(2003)131<2804:LMWSLA>2.0.CO;2
- Wakimoto R M, Murphey H V, Davis C A, et al. 2006. High winds generated by bow echoes. Part II: The relationship between the mesovortices and damaging straight-line winds [J]. Mon. Wea. Rev., 134(10): 2813-2829. doi:10.1175/MWR3216.1
- 张兴旺. 1998. 湿 Q 矢量表达式及其应用 [J]. 气象, 24(8): 3-7. Zhang Xingwang. 1998. An expression of the wet Q vector and application [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 24(8): 3-7.

附录

非地转非静力平衡 Q 矢量散度方程的简要推导过程如下:

上标 “'” 均表示扰动态, 下标 0 表示基本态, u 、 v 为水平风速, w 为垂直速度, 则 Boussines 近似下的局地直角坐标系方程组为:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f_0 v + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f_0 u + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} = 0 \end{cases} \quad (\text{A.1})$$

引入地转风, u_g 和 v_g 为地转风在 x 和 y 方向上

的分量, 则有:

$$\begin{cases} -f_0 v_g + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} = 0 \\ f_0 u_g + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} = 0 \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

对风场进行分解, 有

$$\begin{cases} u = u_a + u_g \\ v = v_a + v_g \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

其中 u_a 和 v_a 分别为非地转风在 x 和 y 方向上的分量。引入不可压缩大气的连续方程, 有

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.4})$$

结合 (A.1) - (A.4) 得

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 u}{\partial t \partial z} + u \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial z} + v \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial z} + w \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \\ -\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x} + f_0 \frac{\partial v_a}{\partial z} \\ \frac{\partial^2 v}{\partial t \partial z} + u \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial z} + v \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial z} + w \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \\ \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x} - f_0 \frac{\partial u_a}{\partial z} \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

p_s 是海平面气压, 则基本态位温可表示为

$$\theta_0 = T_0 \left(\frac{p_s}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (\text{A.6})$$

基本态状态方程为

$$p_0 = \rho_0 R T_0 \quad (\text{A.7})$$

定义

$$\begin{cases} \theta_2 = \frac{\theta'}{\theta_0} \\ \rho_2 = \frac{\rho'}{\rho_0} \\ p_2 = \frac{p'}{p_0} \end{cases} \quad (\text{A.8})$$

扰动的热力学方程为

$$\begin{aligned} \frac{1}{\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial t} + \frac{u}{\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial x} + \frac{v}{\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial y} + w \left(\frac{1}{\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial z} - \right. \\ \left. \frac{\theta'}{\theta_0^2} \frac{\partial \theta_0}{\partial z} \right) + \frac{w}{\theta_0} \frac{\partial \theta_0}{\partial z} = S \end{aligned} \quad (\text{A.9})$$

其中 S 为非绝热加热项, 结合 (A.6) 至 (A.9), 并略去声波, 有

$$\frac{\partial p'}{\partial t} = \frac{c_v p_0 S}{c_v} - u \frac{\partial p'}{\partial x} - v \frac{\partial p'}{\partial y} - w \frac{\partial p'}{\partial z} + \theta_3 w \quad (\text{A.10})$$

其中

$$\theta_3 = -\frac{\partial p_0}{\partial z} + \frac{p'}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial z} \quad (\text{A.11})$$

结合 (A.3)、(A.5)、(A.10), 得到非地转风垂直切变方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 u_a}{\partial z \partial t} + u \frac{\partial^2 u_a}{\partial z \partial x} + v \frac{\partial^2 u_a}{\partial z \partial y} + w \frac{\partial^2 u_a}{\partial z^2} = \\ - \left(f_0 \frac{\partial v_a}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - \\ \frac{1}{\rho_0 f_0} \left[\frac{\partial w}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 p'}{\partial z^2} - \frac{\partial \theta_3}{\partial z} \right) - w \frac{\partial^2 \theta_3}{\partial z \partial y} + \right. \end{aligned}$$

$$\left. \frac{\partial^2 p'}{\partial x \partial y} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial^2 p'}{\partial y^2} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial a_y}{\partial z} + \frac{\partial a_z}{\partial y} \right] \quad (\text{A.12})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 v_a}{\partial z \partial t} + u \frac{\partial^2 v_a}{\partial z \partial x} + v \frac{\partial^2 v_a}{\partial z \partial y} + w \frac{\partial^2 v_a}{\partial z^2} = \\ \left(f_0 \frac{\partial u_a}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \\ \frac{1}{\rho_0 f_0} \left[\frac{\partial w}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 p'}{\partial z^2} - \frac{\partial \theta_3}{\partial z} \right) - w \frac{\partial^2 \theta_3}{\partial z \partial x} + \right. \\ \left. \frac{\partial^2 p'}{\partial x \partial y} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial^2 p'}{\partial x^2} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial a_x}{\partial z} + \frac{\partial a_z}{\partial x} \right] \end{aligned} \quad (\text{A.13})$$

其中,

$$\begin{cases} a_x = \frac{\partial p'}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial p'}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} \\ a_y = \frac{\partial p'}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial p'}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y} \\ a_z = -\theta_3 \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial p'}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial z} \end{cases} \quad (\text{A.14})$$

略去 (A.12) 和 (A.13) 中非地转风垂直切变的个别变化, 并引入 $\mathbf{Q}$ 矢量 (q_x, q_y):

$$\begin{cases} q_x = \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x} + \\ \frac{1}{\rho_0 f_0} \left(\frac{\partial^2 p'}{\partial x^2} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial^2 p'}{\partial x \partial y} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial a_x}{\partial z} + \frac{\partial a_z}{\partial x} \right) \\ q_y = \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial y} + \\ \frac{1}{\rho_0 f_0} \left(\frac{\partial^2 p'}{\partial y^2} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial^2 p'}{\partial x \partial y} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial a_y}{\partial z} + \frac{\partial a_z}{\partial y} \right) \end{cases} \quad (\text{A.15})$$

结合 (A.12) 至 (A.15), 可得到非地转非静力平衡下的 $\mathbf{Q}$ 矢量散度方程:

$$\begin{aligned} -f_0 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} - \frac{1}{\rho_0 f_0} \left(\frac{\partial w_1}{\partial x} + \frac{\partial w_2}{\partial y} + \frac{\partial w_3}{\partial x^2} + \frac{\partial w_3}{\partial y^2} \right) = \\ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \end{aligned} \quad (\text{A.16})$$

其中

$$\begin{cases} w_1 = \frac{\partial^2 p'}{\partial z^2} \frac{\partial w}{\partial x} \\ w_2 = \frac{\partial^2 p'}{\partial z^2} \frac{\partial w}{\partial y} \\ w_3 = -w \frac{\partial \theta_3}{\partial z} \end{cases} \quad (\text{A.17})$$

设垂直速度 w 有波动形式, 即

$$w = w \cdot e^{i(kx + ly + mz - \omega t)} \quad (\text{A.18})$$

将 (A.18) 代入 (A.16) 和 (A.17), 即可推得

$$w \propto -\nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (\text{A.19})$$