

孙继松. 2014. 从天气动力学角度看云物理过程在降水预报中的作用. 气象, 40(1):1-6.

从天气动力学角度看云物理过程 在降水预报中的作用^{*1}

孙继松

北京市气象台, 北京 100089

提 要: 文章讨论了深湿对流过程中的天气动力学过程(宏观过程)与云物理过程(微观过程)对云的形态特征、天气现象演变的影响和它们在降水过程中的作用, 从天气动力学的角度阐述了雷暴移动发展过程, 比较了不同性质云的降水量估算等基本问题。

关键词: 天气动力学, 云物理, 云的形态, 降水估计

中图分类号: P456

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.01.001

Role of Cloud Physics in Precipitation Forecasting by Synoptic Dynamics

SUN Jisong

Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

Abstract: This paper discusses the influence of synoptic dynamics (macro process) and cloud physics (micro process) on cloudy configuration changes and evolution of weather phenomenon in deeply wet convection, and their roles in precipitation evolution. The mechanism of thunderstorm's motion and development is expressed in the light of synoptic dynamics, and precipitation estimation of different characteristic cloud is compared.

Key words: synoptic dynamics, cloud physics, cloudy configuration, precipitation estimation

引 言

我们在“强对流天气分析与预报中的若干基本问题”一文讨论了与强对流潜势预报有关的基本概念和基础理论的应用问题(孙继松等, 2012a), 然而, 大多数预报员依然不能很好地理解天气尺度分析与对流云生命史演变之间的物理关系, 而云的演变过程才是最终决定降水的发生时间、性质、强度、分布和相态等的决定因素。从本质上看, 降水现象的发生是空气中的水汽被凝结, 这一过程本身是天气动力学过程与云物理过程相互作用的结果: 空气中水

汽的饱和程度(相对湿度)接近 100% 时, 天气现象表现为“云”或“雾”, 并不一定发生降水(雷达不能检测到水或冰相粒子, 不能形成回波); 云中水或冰相粒子只有通过合并、碰撞过程形成大直径固态或液态水滴, 且重力足以克服云中上升气流的“托举”力时, 从大气中下落且不被蒸发, 才可能出现地面降水、降雪、冰雹等现象; 也就是说, 降水过程的酝酿、发展过程是由水汽不饱和(对应为晴空)到饱和(对应为云或雾), 再到凝结降水的云物理过程, 而这一过程本身显然需要天气动力学的启动和参与。因此, 雾和降水预报的最终本质是如何理解“云物理与云动力过程”, 天气动力学或天气学诊断等“宏观”过

* 北京市科技计划项目“极端天气事件对城市安全运行的影响评估系统研究”和中国气象局“全国强对流预报创新团队”项目共同资助
2013 年 5 月 2 日收稿; 2013 年 7 月 23 日收修定稿

作者: 孙继松, 主要从事中尺度天气学、城市气象学及预报技术研究. Email: sunjs_0314@sina.com

程主要是在求解“云”发展与演变的环境条件!

由于目前的大气科学教学与研究方向越来越专业化,云物理与天气动力学或天气学专业的培养方向之间的界线越来越清晰,本不应该割裂的知识结构之间,“鸿沟”愈来愈大,而预报员队伍中的绝大多数来自于这两个专业,造成了预报人员综合知识结构的缺陷——要么对降水过程中的天气动力学过程缺乏科学的理解,要么对云物理过程缺乏足够认识,大气科学的这种专业培养模式可能也是阻碍我国数值预报技术的创新发展的原因之一。本文试图从预报员的角度,理解降水过程中天气动力学与云微物理过程的相互作用问题。

1 云物理过程与降水天气动力学过程的关系

即便大气中的水汽是完全饱和的,在一个完全没有变化的热平衡环境(无论冷暖)中无法形成降水,富含水汽的大气必须经过冷却才可能形成降水现象,也就是饱和的气块被抬升到高处冷却或者由水平温度平流造成局地气温下降,这一过程的启动显然依赖于天气动力学过程,前者与抬升运动对应,后者与湿斜压动力学过程对应。下面,我们用天气实例来说明不同性质降水过程中,天气动力学过程与云物理过程的作用。

1.1 强对流天气的演变过程

图 1a 是一次南方强对流暴雨、冰雹和雷暴大风过程发生前 4~5 h 的探空。从图中可以看到,对流发生前,2 km 以下的暖层大气已经趋于饱和,0℃ 以上是干空气。由于天气尺度锋面系统抬升作用(张涛等,2012),边界层内水汽被强迫抬升到自由对流高度(LFC),触发对流有效位能(CAPE)释放,产生强烈的上升运动(这一过程是典型的天气尺度动力学过程),暖湿空气在高层变冷的环境大气中,迅速出现凝结,形成对流云(对流云的新生阶段);由于云中上升运动强烈,造成云中小水滴或冰晶很快被带到更高(更冷)的环境中,并不断出现并碰,形成雹胚(对流云的发展阶段);雹胚在强烈的上升气流和自身重力作用下,不断在云中发生上下往返运动,造成融化、并碰和再凝冻过程,直到冰雹重量超过上升运动的托举力而下降(对流云成熟阶段),地面出现降雹。也就是说,冰雹的发生是由天气动力学过程

启动的云物理和云动力学过程的结果。

在出现地面降雹现象的同时,对流暴雨和雷暴大风是如何形成的呢?云的结构特征与天气尺度环境特征存在什么必然联系呢?

我们知道,云中上升运动的强弱主要取决于环境大气 CAPE 的大小,也就是说,CAPE 不仅决定了云的发展高度,在一定程度上也决定了云中并碰过程的剧烈程度和水物质的相态变化,最终决定了强对流过程中雨滴或雹粒的大小和密度,也就是瞬时降水或降雹的强度。下落的雨滴或雹粒的大小和密度同时决定了云中拖曳速度,拖曳过程引起的积云后部下沉气流到达地面后形成强烈辐散气流,即雷暴大风,在天气图上表现为地面雷暴高压(冷池)和阵风。

我们知道,强降水或降雹是水物质和不稳定能量的迅速消耗过程,因此,对流降水过程的持续,需要不断有暖湿空气流入对流云中,为对流云提供水物质和能量补充,这一过程多数情况下依赖天气尺度或中尺度低空气流或急流。低空急流的发展形成了更强烈的风垂直切变环境(孙继松,2005),而强烈的风垂直切变是深对流发生倾斜的动力基础;对流云前部的低层入流缺口与暖湿低空急流对应,积云上部的出流与环境气流叠加形成悬垂,因而,整个对流云出现倾斜结构。从图 1b 可以看到,在 2011 年 4 月 17 日的强对流发展过程中,低空西南气流逐渐加强为天气尺度西南急流(张涛等,2012),对流层中上层为西北偏西气流,因此,对流云的下部形成了指向了东北方向的弱回波区,而对流云中上部出现向东南偏东方向的悬垂,对流单体表现为向移动方向的倾斜结构。对流的倾斜结构使得冰雹的下降通道处于上升气流的后侧,有利于对流云前部上升气流的维持,保障了对流云的发展,这就是为什么说强的垂直风切变能够破坏雷暴自毁机制的原因。

上面的分析表明,云的形态特征主要是由环境风垂直切变的强度决定的,但是,并不是所有的对流云都需要强的垂直切变,例如,弱垂直切变环境下的暖区对流性暴雨的回波特征往往是垂直的(塔状结构),此时,云中下沉运动位于云的中后部,强烈的上升运动位于云的前部,对流云也可以较长时间维持发展。

1.2 对流的移动与传播过程

从雷达直接观测来看,雷暴传播过程的“视觉效

果”表现为雷暴单体的移动,从物理本质上来说,雷暴单体的移动可能是对流云的新陈代谢过程。图 2 是根据 Thrope 等(1978)、Fovell 等(1988;1998)、Lin 等(1998)以及鲍旭炜等(2010)的研究结果,绘制的雷暴单体的传播过程物理模型:雷暴前端的暖湿入流为雷暴单体发展提供水汽和热力不稳定能量,成熟雷暴后侧的下沉气流形成冷池,在地面上表现为冷性雷暴高压;从斜压动力学的角度来看,雷暴高压与环境大气之间形成了强烈的水平温度梯度和气压梯度,表现在流场上,雷暴出流与环境大气之间

出现强烈的水平辐合现象;在成熟雷暴前部的热动力学环境强迫作用下,出现辐合上升运动,造成新的对流云生成——即新生对流单体,当新生单体发展到成熟阶段时,其后侧必然出现强烈的下沉气流,这支新生的下沉气流阻断了环境暖湿气流向老单体输送水物质和热力不稳定能量,老单体逐渐“死亡”。这样一个物理过程,在加密地面观测或雷达回波观测上,表现为雷暴高压、阵风锋或对流单体、冷池不断向前“移动”。

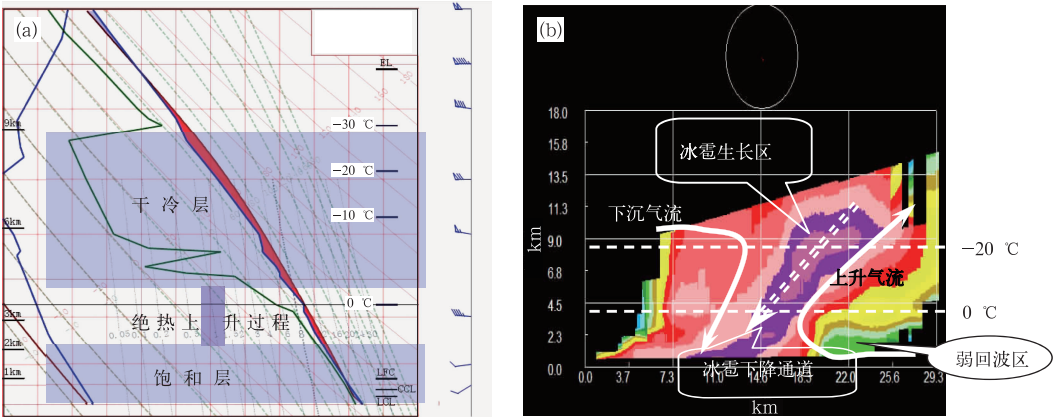


图 1 2011 年 4 月 17 日广州强对流过程发生前的探空特征

(a) 08 时清远站和对流云成熟阶段的雷达回波剖面特征, (b) 广州 SA 雷达 (13 时 47 分)

Fig. 1 Analysis of sounding before the severe convection on 17 April 2011 in Guangzhou

(a) 08:00 BT, Qingyuan Station and the cross section of radar echoes in mature stage of the convective cloud, (b) SA Radar at Guangzhou (at 13:47 BT)

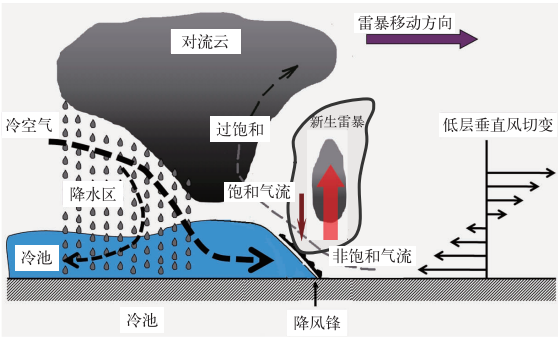


图 2 雷暴单体传播过程示意图

Fig. 2 The schematic diagram of transmitting process of thunderstorm cell

对于若干个对流单体组成的雷暴系统,其云物理和积云动力学演变过程更为复杂。最近,我们利用 VDRAS (Variational Doppler Radar Analysis System) 系统研究了线性多单体对流系统传播过程

中发生的形变过程、强弱变化的物理机制(孙继松等,2013)。在多单体雷暴组成的飑线系统中,对流云单体的传播速度不同,最终将造成多单体雷暴在形态上发生变化(例如由直线形回波演变为“弓”形回波等),雷暴单体传播过程中也会发生明显的强弱演变;多单体雷暴系统的这些演变是飑线系统中不同单体传播与低层环境大气相互作用的结果:在飑线系统的移动过程中,如果某一个或几个雷暴单体前端的入流是暖湿的,且环境大气本身存在较强的水汽辐合现象时,由于环境大气为新生雷暴提供了更充沛的不稳定能量和水汽供应,因而该区域的新生雷暴单体发展更旺盛,传播速度更快,反之则趋于减弱,传播速度减慢。

图 3 是 2009 年 7 月 23 日发生在华北地区一次飑线过程,VDRAS 反演的近地面层水汽通量散度表明:对流回波带中的水汽通量散度(图 3 中的绿色

断线所示)存在辐散(暖色)—辐合(冷色)交替出现的若干“水汽散度对”,每一个“散度对”对应着一个对流单体;飑线系统由西北向东南方向的传播过程中,在 07 时之前基本上呈直线传播,在多单体的传播路径的前部,存在一支狭窄且强烈辐合的中尺度东南水汽带指向北京中部(绿色箭头),这支暖湿气流的水汽辐合在不同时刻的强度虽然有所变化,但是维持的时间较长,当飑线系统移动到该区域时(08:05 时),回波的形态开始演变为“弓”形;此后,回波“弓”形的弧度更大(红色断线为 08:59 时强回波的位置、形态),弧顶的对流强度明显强于两侧,即多单体雷暴系统传播方向与水汽通量辐合带的交叉区域的雷暴单体传播更快、发展更为强烈。

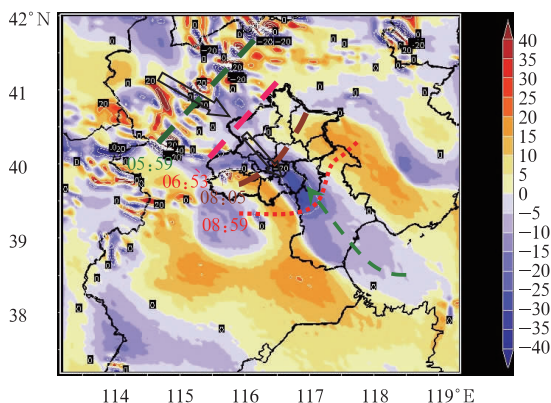


图 3 2009 年 7 月 23 日 05:59 VDRAS 反演的多单体飑线系统的近地面 (187.5 m 高度)水汽通量散度 (单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 以及飑线系统的移动与形态变化 (不同颜色的断线表示飑线系统对应的位置与回波形态,数值为对应北京时间)

Fig. 3 Retrieved low-level vapor flux divergence (shaded by color, unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 187.5 m height at 05:59 BT 23 July 2009 [The green (pink) lines denote the position and configuration of multi-cell echoes at 05:59 BT (06:53 BT) and at 08:05 BT (brown), 08:59 BT (red), respectively; the black arrow shows the spread direction of echo and the green arrow denotes the axis of vapor flux convergence]

1.3 层云降水物理过程

云最终能否产生地面降水现象,与云的厚度及云底的高度密切相关,这是因为,液态或固态水的形成是云内凝结、碰并与蒸发过程相互竞争的结果,这

种云物理过程的演变依赖于垂直运动的强度和大气层结状况。

图 4 是一次初冬季节华北降雪天气过程的天气系统配置与红外云图。从图上可以看到,天气尺度的高空槽云系对应区域,对流层中层基本处于饱和状态,包括北京在内的华北地区处于深厚的上升运动中(与云区对应,图略),但是,降雪区的北部边界位于北京行政区域以南,造成北京地区的初雪天气出现空报。从天气尺度条件来看,北京地区似乎满足降水条件,为什么没有发生降水呢?

从位于北京南郊观象台的微波辐射计的湿度观测来看(图 5),饱和凝结层位于 2~4.5 km 高度,表现为层状云,而 1.5 km 以下为干层,这与 08 时的探空是一致的;从邢台的探空可以看到(图略),河北中南部的边界层内呈现基本饱和状态。因此,在北京地区这种垂直水汽分布背景下,即便是空中存在凝结的雪花(雷达可以观测到弱回波),在下落至边界层内的干层时,蒸发作用将也可能造成融化、蒸发,地面无法观测到降雪。

2 云物理过程与降水量估算

降水量的大小是由云底的垂直水汽通量(wq)、

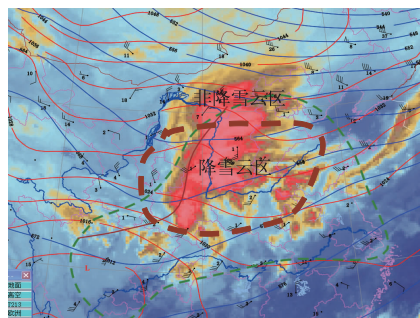


图 4 2009 年 11 月 29 日 08 时海平面气压 (红色等值线)、700 hPa 风场与温度露点差及 500 hPa 高度场 (蓝色等值线),红外卫星云图 [绿色断线对应于接近饱和区域 ($T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$), 棕色断线对应降雪区]

Fig. 4 The composite map of sea level pressure (red line), wind and depression of dew point at 700 hPa, geopotential height at 500 hPa (blue line) and infrared cloud picture at 08:00 BT 29 November 2009 [Closed green line denotes the area of nearly saturation ($T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$), closed brown line shows the snow region]

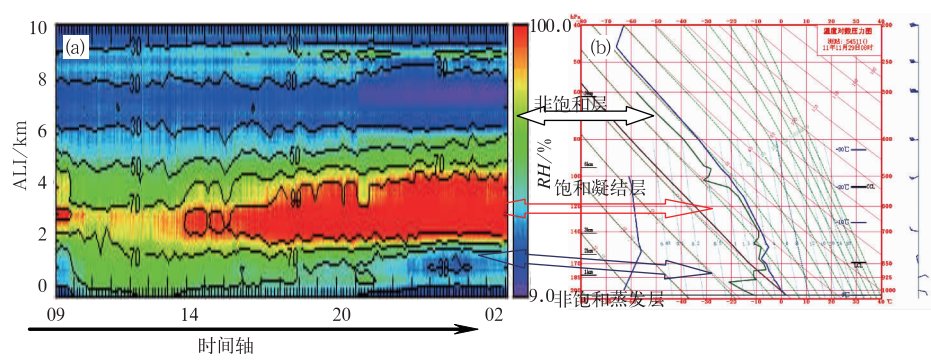


图 5 2011 年 11 月 28 日 08 时至 29 日 08 时北京南郊观象台微波辐射对相对湿度的连续观测(a)及 29 日 08 时的探空观测(b)

Fig. 5 The continuous observation of relative humidity by microwave radiometer from 08:00 BT 28 to 08:00 BT 29 November 2011 (a) at Beijing Observation Station and sounding (b) at 08:00 BT 29 November

有效凝结效率(E)和降水时间决定的,即:

$$R = \int_0^T (\omega q) E dt$$

假设,云底的垂直速度主要是天气尺度系统上升运动和积云上升运动构成,即: $\omega = \omega_{\text{天气}} + \omega_{\text{积云}}$,其中, $\omega_{\text{天气}}$ 为 $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\omega_{\text{积云}}$ 为 $10^1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

也就是说,在同等比湿(q)条件下,强对流形成的垂直水汽通量大约为层云水汽通量(主要由天气尺度垂直运动提供上升运动)的 10^3 倍,但是实际观测到的降水强度相差只有几十至百倍,即:层云降水率为 $10^0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,强对流降水率为 $10^1 \sim 10^2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。为什么出现估算强度与实际强度上的这种差距呢?这实际上主要是由于深对流积云和层云的有

效凝结率不同造成的:

有效凝结效率(E)=(凝结量-蒸发量)/凝结量

对于层云或暖云降水,大气中的水凝物质绝大部分可以形成有效降水;对于深对流积云,大气中的水凝物绝大部分并没有形成有效降水而降落到地面。为什么呢?

以中低云为主的层云降水,由于云底的高度往往较低,同时,雨滴下落过程一直处于饱和环境中且垂直温度梯度小(稳定层结),上述特点造成层云降水量与云中的可降水量具有良好的对应关系。对于强切变环境下的深对流降水,强烈的风垂直切变造成对流云中上部的雨(冰)滴被大量带出云体外——

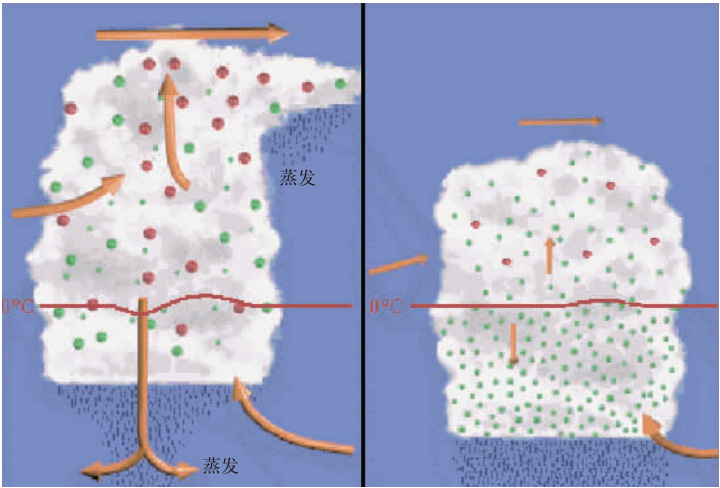


图 6 深对流与暖云对流降水效率的对比示意图(引自 Lemon 等,1996)

Fig. 6 Comparison sketch map of precipitation efficiency between deeply convection and warm cloud convection (from Lemon et al, 1996)

在非饱和区被蒸发;同时,对流云内的雨滴(冰粒)体积大,且下落距离长、环境温度变化大等因素造成摩擦蒸发量和融化蒸发量较大;另一方面,强对流云后部的环境冷空气(即对流层中层的干冷空气)夹卷作用也进一步加剧了蒸发作用。也就是说,深对流降水过程中,大部分凝结物(液态或固态水)在没有下落到地面时就被蒸发掉了,并没有形成有效的地面降水。

总之,深对流与暖云或层云实际降水效率上的差异很大程度上与它们的蒸发过程有关,Lemon 等(1996)关于大陆型深对流与热带海洋上的暖云对流过程的比较(图 6),很好地揭示了蒸发过程对降水效率的影响。因此,我们经常看到,以短时强降水为主要特征的强对流过程中,雷达的最强回波所在的高度往往很低(孙继松等,2012b;郝莹等,2012;段鹤等,2011)。

3 结论与讨论

从天气动力学过程(宏观过程)与云物理过程(微物理过程)在降水形成过程中的作用,我们讨论了强对流形成与演变、雷暴移动、不同降水过程的降水量估算等方面的基本问题,希望对预报员理解降水精细预报的本质问题有所帮助。

(1) 降水过程的发生是由天气动力学过程启动的,例如,强对流的启动往往与天气系统(天气尺度或中尺度)的强迫有关;大范围雨雪天气过程往往与天气尺度的水汽输送和上升运动有关等。另一方面,深对流积云的垂直结构特征、强对流天气现象、移动演变特征等,往往是天气动力过程与云物理过程相互作用的结果:倾斜深湿对流的入流缺口、弱回波区及悬垂结构的形成与环境大气垂直切变紧密联系,云中并碰过程(形成大粒经水物质过程)的剧烈程度与垂直运动强弱有关,雷暴移动的本质是积云对流的新陈代谢过程,同时也是云物理过程与环境大气相互作用的结果等。

(2) 不同结构特征的云在降水强度表现出来的差异,是云中凝结与蒸发以及与环境大气相互影响的结果。例如大范围层状云降水的垂直水汽通量主要是通过大尺度上升运动提供的,而强对流则主要是由积云上升运动(与 CAPE 释放对应)提供的;后者的垂直水汽通量虽然是前者 10^3 倍以上,但是,倾

斜深对流过程中的绝大多数云中凝结物被蒸发而没有形成有效地面降水,因此,倾斜深对流过程实际降水强度往往只是层云降水的 $10^1 \sim 10^2$ 倍。

天气预报的精细化过程实质上是尺度不断细化的过程:从时空尺度来看,中期天气过程的预报一般是从行星尺度与天气尺度相互作用的角度来考虑的,短期预报往往更关注天气尺度与中尺度的相互作用,例如强对流的潜势预报,而临近预报则需要更好地理解中尺度天气系统与积云尺度系统的相互影响。我们在孙继松等(2012)一文中讨论更多的是与强对流有关的潜势预报问题,本文则试图帮助预报员更好地理解降水预报的积云尺度动力学过程和云物理过程。

参考文献

- 鲍旭炜,谈哲敏. 2010. 二维多单体雷暴系统中对流单体生成和发展的新机制. 气象学报, 68(3): 296-308.
- 段鹤,严华生,王晓君,等. 2011. 滇南中小尺度灾害天气的多普勒统计特征及识别研究. 气象, 37(10): 1216-1227.
- 郝莹,姚叶青,郑媛媛,等. 2012. 短时强降水的多尺度分析及临近预警. 气象, 38(8): 903-912.
- 孙继松. 2005. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究. 大气科学, 29(3): 445-452.
- 孙继松,何娜,郭锐,等. 2013. 多单体雷暴的形变与列车效应传播机制. 大气科学, 37(1): 139-150.
- 孙继松,何娜,王国荣,等. 2012b. “2012. 7. 21”北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探. 暴雨灾害, 31(3): 28-35.
- 孙继松,陶祖钰. 2012a. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象, 38(2): 164-173.
- 张涛,方翀,朱文剑,等. 2012. 2011 年 4 月 17 日广东强对流天气过程分析. 气象, 38(7): 814-818.
- Fovell R G, Tan P-H. 1998. The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration. Mon Wea Rev, 126(3): 551-557.
- Fovell R G, Ogura Y. 1988. Numerical simulation of a mid-latitude squall line in two-dimensions. J Atmos Sci, 45: 3846-3879.
- Lemon L R, Parler S. 1996. The Lahoma storm deep convergence zone: its characteristics and role in storm dynamics and severity. Preprints, 18th Conference on Severe Local Storms. San Francisco, CA., Amer Meteor Soc, 70-75.
- Lin Y L, Deal R L, Kulie M S. 1998. Mechanisms of cell regeneration, development and propagation within a two-dimensional multicell storm. J Atmos Sci, 55: 1867-1886.
- Thrope A J, Miller M J. 1978. Numerical simulations showing the role of downdraft in cumulonimbus motion and splitting. Quart J Roy Meteor Soc, 104: 837-893.