

大气环境层结对闪电活动影响的模拟研究^{*1}

郑 栋 张义军 马 明 孟 青 吕伟涛

中国气象科学研究院雷电物理和防护工程实验室,北京,100081

摘 要

利用一个二维面对称雷暴云起电、放电模式,选取了北京地区 3 次雷暴过程的环境层结,计算并讨论了不同层结条件下雷暴中动力、微物理过程及其对起电、放电活动的影响。结果表明,上升速度和水汽条件是影响雷暴动力、微物理过程和闪电活动的最重要因子。上升速度的大小决定了雷暴发展到成熟的时间和雷暴的强弱,较强的上升气流有利于雷暴云在较短时间内达到较大的高度。而持续的上升气流和充足的水汽有利于雷暴的成熟期延长从而增强闪电活动。较强的上升速度和充足的水汽可以产生更多的对闪电起电、放电有直接影响的冰相物并能使其持续生成,从而形成较大的电荷浓度。较强的上升速度和不利的水汽条件也可以在某时形成较大的冰相物浓度,但冰相物难以持续生成。而较弱的上升速度和充足的水汽则容易形成暖云过程,对冰相物的生成也有不利影响。上升速度和水汽相互影响,又共同受到环境层结的支配。大气低层潮湿、中层湿度适中,较大的不稳定能量和一定量的对流抑制能量将有利于强闪电活动的发生。表现在大气不稳定参数的取值上,对流性稳定度指数的值小于 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (负值表示不稳定),对流有效位能值在 1000 J/kg 以上,对流抑制能量大于 40 J/kg , 700 hPa 相当位温在 340 K 以上, $700\text{—}400\text{ hPa}$ 中层平均湿度在 $35\%\text{—}85\%$,有利于强闪电活动的发生。

关键词: 大气不稳定参数,数值模拟,水成物,电荷结构。

1 引 言

雷暴云的起电、放电过程很大程度上决定于雷暴云的动力、微物理过程,而雷暴云的动力、微物理过程又受到大气的层结影响,所以大气的层结对闪电活动也存在影响。Zipser^[1]和 Petersen 等^[2]在研究热带海洋雷暴时,发现在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层上升速度至少要 $6\text{—}7\text{ m/s}$,闪电活动才能发生。Colson^[3]发现当不稳定性较大和降水较强时,闪电频数也较大。Rutledge 等^[4]、Williams 等^[5]、Scot 等^[6]和 Petersen 等^[2]都注意到当对流有效位能(CAPE)较大时,闪电活动也较强。但 Williams 等^[5]也发现,除了 CAPE,还存在其他的因子可以影响地闪的频数。袁铁等^[7]在分析青藏高原中部的闪电活动时发现感热通量或鲍恩比和闪电活动存在较好的相关性。郭凤霞等^[8-9]通过模式分析,发现对流有效位能和中层平均相对湿度是影响闪电活动强弱的重要因子,而不同的层结参数,雷暴云的电荷结构往往有很大差异。一些模式分析发现反转温度和中层平均相对湿

度对雷暴云电荷结构的形成有着至关重要的作用^[10]。张义军等^[11]比较了不同地区的雷暴模拟结果,发现 $-10\text{—}-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度层高度是表征雷暴电活动的一个重要因子,而且北方地区的温度层结有利于三极性电荷结构的形成。言穆弘等^[12-13]通过模式发现雷暴电活动很大程度上依赖云底附近的热动特性,只有在强上升气流穿过 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度层时才会产生强起电,且发生在达到最大上升速度后出现降落的时段。孙安平等^[14]也通过模式发现冰相物的出现能大大增强雷暴中的起电过程。马明等^[15]利用一个二维面对称雷暴云起电、放电模式,探讨了不同温湿条件下冰雹过程和暴雨过程的电活动差异。

本研究利用马明等^[15]发展的二维面对称雷暴云起电、放电模式,针对北京地区 3 个不同的环境层结,分析层结对闪电活动的影响,进一步探讨多个大气不稳定参数对闪电活动的指示作用。所用模式是在中国气象科学研究院的二维积云模式^[16-18]基础上,加入起电、放电过程发展起来的。在主要的非感应起电机理上采用了 Gardiner 非感应起电方案^[19],

^{*} 初稿时间:2006 年 1 月 9 日;修改稿时间:2006 年 6 月 29 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(40475002),国家重点基础研究发展计划(2004CB418306),中国气象科学研究院院长基金。

作者简介:郑栋,研究方向为大气电学。E-mail:zhd@cams.cma.gov.cn

放电采用 Mansell 随机击穿方案^[20]。模式模拟的空间范围为长 76 km×高 20 km,空间格距的选取为长 1 km×高 0.5 km,模式采用时步分离法,大时间步长为 4 s,小时间步长采用 2 s。模式经过检验具有较好的分析能力^[15]。

2 参数意义说明

郑栋等^[20]在对北京地区的雷电活动特征分析中发现,700—400 hPa 中层平均相对湿度、对流有效位能、抬升指数、700 hPa 相当位温、潜在性稳定度指数和对流性稳定度指数对闪电活动具有一定的潜势预报作用。本文将在分析中使用到这些参数,为了分析方便,对参数的意义进行以下简单说明:

700—400 hPa 中层平均相对湿度($U_{w700-400}$):北京地区 700—400 hPa 一般对应地面以上大约 3—7.5 km 的对流层中层大气,该区域是雷暴云的主要形成区域,其水汽状况,对雷暴的动力和微物理过程以及起电过程具有重要影响。

对流有效位能(CAPE):对流有效位能的表达式可参考文献[21]。它正比于热力学图解($T-1np$ 图)上的层结曲线和状态曲线相交的正面积,体现了不稳定能量的大小。平衡高度和自由对流高度的差,体现了不稳定能量的深厚程度,而层结曲线和状态曲线之间的差值则体现了对应位置的气块浮力大小。

对流抑制能量(CIN):其表达式可参考文献[21]。它正比于热力学图解上底部层结曲线和状态曲线相交的负面积,体现了阻止对流发生的能量大小。

抬升指数(LI):定义为 500 hPa 处的气块温度和层结温度的差,体现了 500 hPa 处浮力强弱。

700 hPa 相当位温(θ_e):相当位温是指一气块干绝热抬升到其凝结高度,然后假湿绝热(相对于水的,不考虑成冰活动)上升到一个相当大的高度(水汽含量趋近 0),最后干绝热下降到 1000 hPa 时的温度^[22]。从定义看, θ_e 体现了 700 hPa 层的温湿情况,高温高湿对应较大的 θ_e ,低温低湿则对应较小的 θ_e 。选择 700 hPa,是因为它大概位于气流辐合并上升的位置,体现了云低附近的温湿特征。

潜在性稳定度指数(I_L): I_L 的含义和计算在文献[21,23-24]中有详细介绍,这里只对它的不稳定判据作出说明。 $I_L < 0$ 表示不稳定,值越小,潜在性不稳定越强。由定义,潜在性不稳定要求地面高温高湿,同时 500 hPa 为低温。

对流性稳定度指数(I_C): I_C 的含义和计算在文献[21,23-24]中有详细介绍,这里仍只对它的不稳定判据作出说明。 $I_C < 0$ 表示不稳定,值越小,对流性不稳定越强。由定义,对流性不稳定要求 850 hPa 高温高湿,500 hPa 低温低湿。

以上不稳定参数之间既相互联系,又各自具有不同的特性,但本质上体现的都是层结的温湿特征。

3 模拟过程的选取

本文根据层结特征和实际闪电活动强弱,结合模拟结果,选取了北京地区 3 次不同的探空,在相同的初始启动条件下,对它们进行了数值模拟,这些过程的不稳定参数值和部分模拟结果可参考表 1。其

表 1 所选各过程的不稳定参数值和部分模拟结果
Table 1 Atmospheric instability parameters for three different weather processes and their simulation results

参数及模拟结果	过程 1	过程 2	过程 3
	1997 年 7 月 28 日 08 时	1997 年 7 月 22 日 08 时	1996 年 7 月 29 日 08 时
$U_{w700-400}$ (%)	40.21	22.40	80.94
I_L (C)	-4.80	-12.07	-6.34
I_C (C)	-13.80	-15.72	-1.47
CAPE(J/kg)	1243.27	3362.83	1384.00
CIN(J/kg)	42.63	22.87	3.92
LI(C)	2.50	5.64	3.23
θ_e (K)	341.33	332.55	340.29
模拟最大云高(km)	14.89	17.36	14.55
最大上升速度(m/s)	29.93	44.40	14.05
0℃层高度(km)	5.25	5.28	5.07
-10℃层高度(km)	7.01	6.68	7.00
-20℃层高度(km)	8.61	8.00	8.59
实测地闪个数	1999	66	301
模式模拟闪电个数	164	10	44
模式模拟电荷结构	三极性(上中正下正)	偶极性→三级性→偶极性	三极性

中的实测地闪数由 M-LDARS^[21] 观测。需要说明的是,对放电的模拟目前的技术手段尚不成熟,模式模拟的放电普遍少于实际闪电,但是从数值上可以比较出不同过程中闪电活动的相对强弱模拟与实际观测相一致。由表 1 可以看到,所选 3 个层结具有各自的特点,其层结特征在分析过程中将详细说明。为了分析方便,定义 3 次过程分别为过程 1、过程 2 和过程 3。

4 模拟结果分析

4.1 过程 1

图 1a 是过程 1 的探空曲线、状态曲线和露点曲线

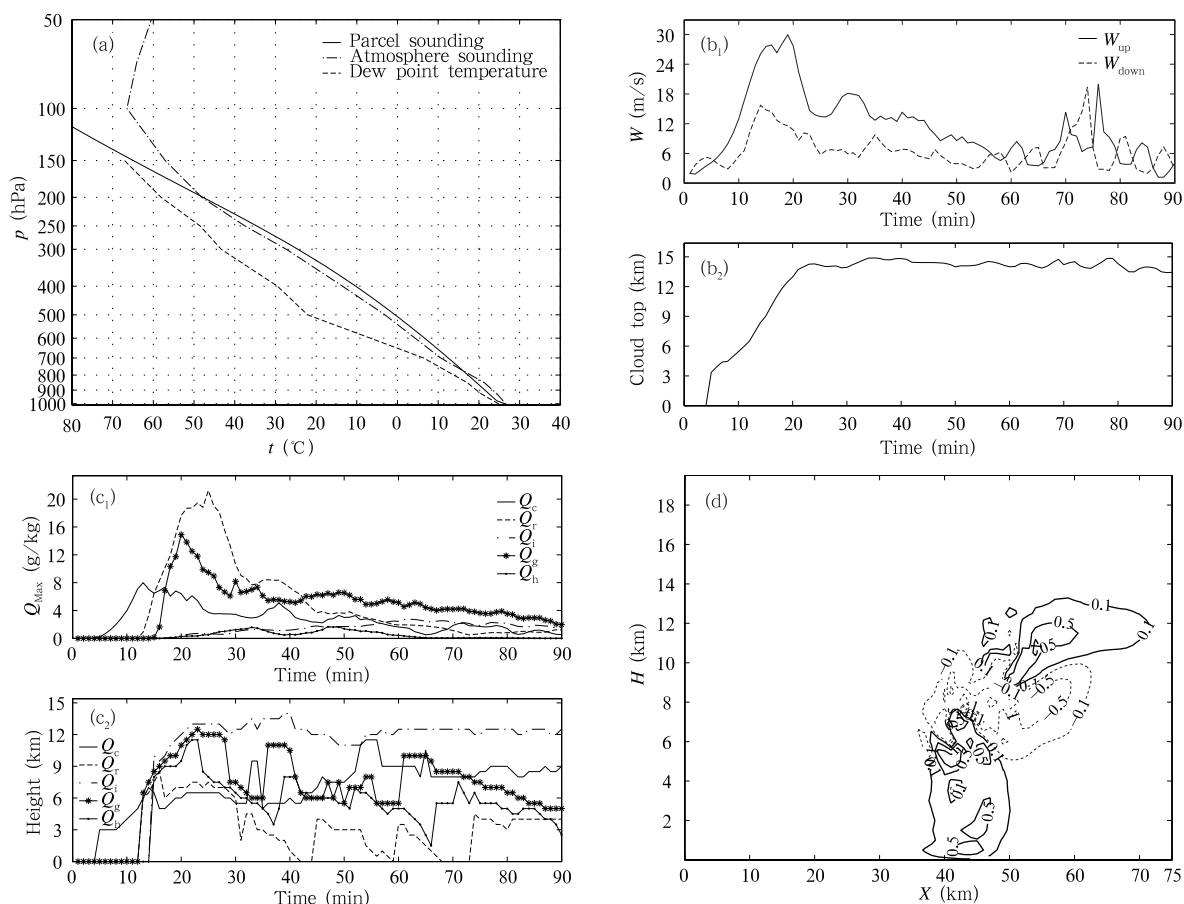


图 1 过程 1 的层结特征和模拟结果

(a. 层结特征图,“-·-”:探空曲线,“- -”:露点曲线,“-”:气块状态曲线,下同;b. 最大上升、下沉速度和最大云高随时间变化, W_{up} :最大上升速度, W_{down} :最大下沉速度,下同;c. 各水成物粒子最大比质量及最大比质量的高度随时间变化,标注的下标 c:云滴,r:雨滴,i:冰晶,g:霰,h:雹,下同)d. 第 51 分钟时电荷结构“-”:正电荷,“- -”:负电荷,下同)

Fig. 1 The stratification characteristics and simulation results for the first weather process

(a. Stratification characteristics (“-·-”: sounding, “- -”: dew point, “-”: state curve for air parcel); b. temporal variations of maximal updraft (W_{up})/ downdraft(W_{down}) velocity and maximal cloud height; c. temporal variations of maximal mass ratios for various hydrometeors and their heights (subscript c: cloud droplet, r: rain droplet, i: ice crystal, g: graupel, h: hail); d. vertical distribution of charge structure at the 51st minute (“-”: positive charge, “- -”: negative charge); and hereafter, the symbols and subscripts used in a-d are kept the same)

线。可以看到, $U_{w700-400}$ 为 40.21%, 中层的水汽含量适中。自由对流高度在 800 hPa 附近,平衡高度在 200 hPa 附近,说明不稳定能量较为深厚。 $E_{CAP} = 1243.27 \text{ J/kg}$, 不稳定能量较大。CIN 为 46.23 J/kg。LI 为 2.50 °C, 值适中。 θ_e 为 341.33 K, 值较大,对照图 1a,700 hPa 处具有较高的湿度。 I_L 为 -4.08 °C, 潜在性不稳定不是很强。 I_c 为 -13.80 °C, 对流性不稳定很强,可以看到这是由于低层 850 hPa 水汽充足,而 500 hPa 湿度较小所造成。

图 1b 是过程 1 的最大上升、下沉速度以及云高随时间的变化。从模拟结果来看,最大上升速度出现在 19 分钟,为 29.93 m/s。最大下沉速度出现在

14 分钟,为 15.71 m/s。在达到最大速度之后,上升、下沉速度迅速下降到 14.7 m/s 左右,之后整体上呈现较为平缓的下降。在 60 分钟前,上升气流明显占据优势,最大上升速度一般在 10 m/s 左右,60 分钟后,两者基本相当。云高在 35 分钟时达到最大的 14.89 km,并且从 23 分钟到模拟结束,一直维持在 14 km 高度左右。一个重要原因是由于较强上升气流的长时间维持,此外中低层(这里特指 700 hPa 以下)的湿度条件较好,可以为对流提供持续的水汽,维持云内生成水成物的微物理过程,补充消耗。可见由于上升速度能够较长时间维持在较强值,中低层水汽充足,云的成熟期也较长。

图 1c 是云滴、雨滴、冰晶、霰和雹 5 种水成物粒子最大比质量和最大比质量的高度随时间的变化。在上升气流的抬升冷却作用下,云滴先增长,并在 13 分钟达到比质量的最大值 8.00 g/kg,之后随着生成雨滴,霰和冰晶等的消耗,比质量开始下降,最大比质量的高度在 6 km 以上温度低于 0 °C 的区域。随着云滴的凝结、碰并等过程,雨滴的比质量迅速增长,25 分钟时达到 21.25 g/kg 的最大值,之后平稳下降,高度较低,这是由于雨滴的沉降。随后霰开始增长,20 分钟时达到最大值 14.89 g/kg。霰的增长主要是由于云滴和雨滴被抬升到 0 °C 层以上,开始有冰晶形成,而冰晶与此时的 0 °C 层以上的过冷云雨滴通过碰冻过程长大,即所谓的结淞机制^[25],而形成霰。霰的比质量达到最大后,随上升速度的迅速减小,开始较快下降。之后,随着上升气流的平稳持续和中低层充足的水汽供应,比质量呈现比较平稳的变化。霰的高度主要分布在 6 km 以上。在霰的比质量增长时,冰晶被消耗,从霰的比质量减小时起,冰晶的比质量开始增长,由于上升气流速度已经减小,所以增长相对缓慢,在 62 分钟时达到了 2.73 g/kg 的最大比质量值。此后在持续气流和充足水汽支持下,冰晶的最大比质量变化较为平稳,始终维持在 1.5 g/kg 以上,并且主要分布在 12 km 以上,这也是云高能够一直维持并平稳变化的物质原因。

图 1d 是模拟时间第 51 分钟时的电荷结构图,可以看出三极性的电荷结构,且在整个模拟时间内,电荷结构一直为三极性。此外,强电荷浓度(此处定义:存在电荷浓度绝对值大于 1 nC/m³ 时)从 34 分钟出现一直持续到 82 分钟共 49 min。可以看出上层正电荷区的高度主要在 10 km 以上,浓度中心出

现在 12 km 左右,温度低于 -30 °C 的区域。中层负电荷主要集中在 6—10 km, -10 °C 层以上的区域,最大负电荷浓度中心出现在 8 km 左右,温度低于 -15 °C。这是由于非感应起电机作用,霰和雹带负电荷,冰晶带正电荷,由于重力的不同,在气流作用下产生分离,从而形成上正下负的电荷结构,而部分带负电荷的霰或雹在重力沉降作用下,把一部分负电荷带到了高于模式确定的反转温度 -15 °C^[26] 的区域,使得在 -10—-15 °C 层的平均效应显示为负电荷区。6 km 以下的正电荷则主要是由于在雷暴云的成熟期,通过非感应机制,云内高于反转温度的区域霰和雹带上了正电,使得该处电场为正,从而在感应起电机作用下,下落的水滴带上了正电荷,而较小的云滴带上了负电荷,并被持续较强的上升气流带入高空,从而在低空形成了正电荷区。在整体起电较强的情况下,该过程模拟得到了 164 次闪电(表 1),同时实际观测到 1999 次地闪,都说明了过程 1 的闪电活动在 3 个过程中最强。

整体来看,过程 1 对流活动较强,而且能够维持较长时间。此外,中层的水汽适中,中低层有较好的湿度条件,上升气流可以从中低层携带大量的水汽进入温度低于 0 °C 的高空,有利于各种水成物的生成和起电过程的进行,从而电荷浓度较大,保持了一个较强的电场,模拟的闪电活动较多,实际闪电活动也最强烈。

4.2 过程 2

从图 2a 来看,过程 2 的中层水汽含量非常小, $U_{w700-400}$ 只有 22.04%。其自由对流高度在 700 hPa 附近,平衡高度在接近 150 hPa 的位置,不稳定能量较为深厚。CAPE 为 3362.83 J/kg,不稳定能量非常大。CIN 为 22.87 J/kg。LI 的值为 5.64 °C,说明 500 hPa 的不稳定强度较大。 θ_c 为 332.55 K,和过程 1 比较,较小的原因主要是由于 700 hPa 的湿度小。 I_L 为 -12.07 °C,潜在性不稳定较强,这是由于 CAPE 很大,而 CIN 相对较小。 I_C 为 -15.72 °C,不稳定性很强,可以看到是由于 850 hPa 的高温高湿,同时 500 hPa 的湿度很低所造成。由以上参数看,不稳定能量非常大,潜在性和对流性不稳定都非常强,但中层水汽和 700 hPa 附近的水汽较少,只有低层 850 hPa 以下的水汽较为充足。

由图 2b 可以看到,在 27 分钟时最大上升气流速度达到了最大的 44.40 m/s,为 3 个个例中最大

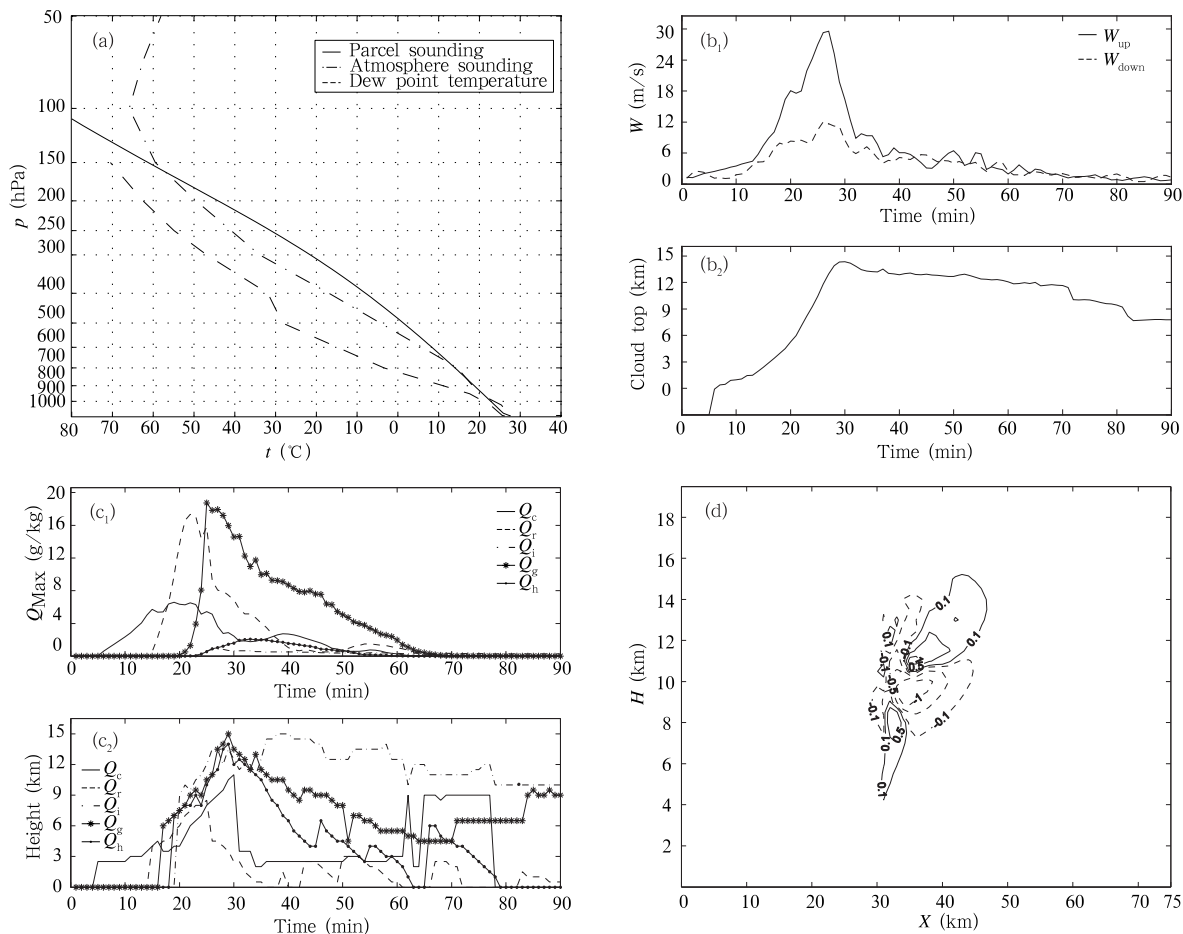


图 2 过程 2 的层结特征和模拟结果

(a. 层结特征图, b. 最大上升、下沉速度和最大云高随时间变化, c. 各水成物粒子最大比质量及最大比质量的高度随时间变化, d. 第 35 分钟电荷结构)

Fig. 2 Same as Fig. 1 but for the second weather process at the 35th minute

的。最大下沉气流速度在 26 分钟时达到最大值 18.05 m/s。随后,两者都迅速下降并达到作用相当,在 40 分钟之后下降变缓。从云高看,受强劲上升气流的影响,云高在 30 分钟时达到了 17.36 km,是 3 个个例中的最大云高。但是随后云高呈现下降趋势,70 分钟后下降更快。

从图 2c 水成物最大比质量及最大比质量的高度随时间变化图上看,与过程 1 相似,云滴、雨滴、霰和冰晶依次增长。云滴在 19 分钟时达到最大值 6.57 g/kg;雨滴在 22 分钟时达到最大值 17.33 g/kg;而霰随后在 27 分钟时达到最大值 17.91 g/kg;冰晶也在 27 分钟时达到最大值 0.88 g/kg。很明显,云、雨滴最大比质量较过程 1 小,而霰的最大比质量较前一个过程大,这主要是由于水汽供应没有过程 1 充足,减小了云、雨滴的浓度,但同时由于模拟前期强烈

的上升气流可以把冰晶和过冷水抬高到更高的高度,并且加速它们之间的碰冻过程,所以霰的最大比质量反而很大,其旺盛时期的高度也较过程 1 高。但随着上升速度的下降,水汽又不充足,霰的比质量和高度都下降很快,并在 65 分钟以后趋近于 0。同样的原因,冰晶的比质量小于过程 1,并快速地下降。5 种水成物的比质量在 60 分钟以后基本趋近 0。说明即便有强上升气流和强不稳定能量,但水汽的不利条件抑制了水成物的生成和持续,这也必然导致起电过程受到影响。

图 2d 是第 35 分钟雷暴成熟时期的电荷结构图,此时为明显的三极性电荷结构,但是从整个过程的模拟结果看,三极性只出现在 29—46 分钟,其他时间都为偶极性。强电荷浓度持续时间是第 26—52 分钟共 27 min。虽然该时刻的电荷浓度较大,但

是从整个模拟过程来看,正、负电荷浓度明显比过程 1 偏小。在整体起电较弱的情况下,该过程只模拟出了 10 次闪电,而 66 次的地闪观测值也表明过程 2 是 3 个过程中闪电活动最弱的。

综合来看,过程 2 有非常大的不稳定能量,强对流性不稳定,强上升气流和较高的最大云高,但是,中层和对流底部 700 hPa 附近水汽不足,仅靠低层水汽供应。水汽的不利条件使得水成物的生成和起电过程难以持续,各水成物总体平均比质量偏低,并且在达到一个较大值后,迅速下降,随之电荷平均浓度也较小,电场也就不会大,所以闪电活动也较弱。

4.3 过程 3

从层结特征图 3a 看,从地面一直到高空 150 hPa 的水汽都非常充足, $U_{w700-400}$ 为 80.94%,水汽含量远大于过程 1 和 2。自由对流高度在 800 hPa 附近,平衡高度在 200 hPa 附近,不稳定能量深厚,这与过程 1 类似。CAPE 值也较大,为 1384.00 J/kg。LI 为

3.23 °C,值适中。 θ_e 为 340.29 K,700 hPa 温湿较大。由于 CIN 很小,只有 3.92 J/kg,所以潜在不稳定性比过程 1 稍强, I_L 为 -6.34 °C。同时 I_C 由于 500 hPa 的高湿,值较小,只有 -1.47 °C。可以看到,湿度在整个层次上都较大,特别是中层湿度较前两个过程大得多,不稳定能量也较强,但对流性不稳定较弱。

由图 3b,上升速度在 17 分钟时达到最大的 14.05 m/s,下沉速度在 20 分钟达到最大的 7.76 m/s。之后速度快速下降,在 45 分钟前,上升速度占据优势,之后上升速度和下沉速度变化平稳,平均速度都在 3 m/s 左右。从最大值和平均值来说,上升速度都要比过程 1 小。所以,云缓慢的增长,并没有在最大速度附近形成最大云高,而是在 76 分钟时才达到最大云高 14.49 km,之后云高变化不大,这和过程 1 类似。主要是由于中层和中低层水汽充足,可以保证水成物的持续生成,再被较小但持续的上升气流缓慢推至高空,所以仍旧形成较

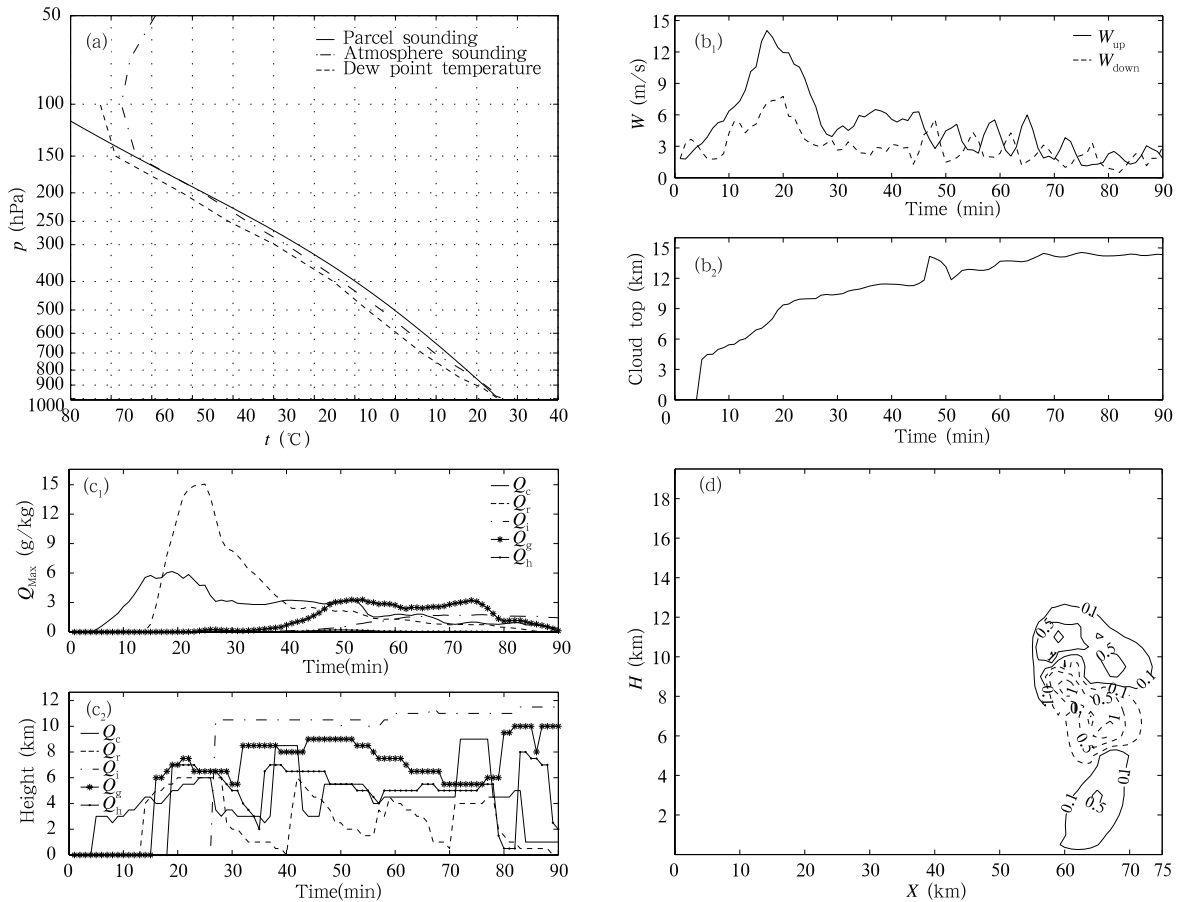


图 3 过程 3 的层结特征和模拟结果
(a. 层结特征图, b. 最大上升、下沉速度和最大云高随时间变化, c. 各水成物粒子最大比质量及最大比质量的高度随时间变化, d. 第 66 分钟电荷结构)

Fig. 3 Same as Fig. 1 but for the third weather process at the 66th minute

大的云高,并持续保持这个高度。

图 3c 是水成物最大比质量以及最大比质量的高度随时间变化的情况。云滴、雨滴、冰晶、霰和雹 5 种水成物粒子受云内微物理过程的影响,增长先后顺序与过程 1 是一致的。云滴在 19 分钟时出现 6.16 g/kg 的极大值,之后随着云滴的碰并等过程增长,雨滴开始增长,在 25 分钟达到 15.06 g/kg。随后雨滴减小,而云滴由于水汽充足,30 分钟后的变化较为缓慢,平均值也较大。由于上升速度较小,水成物的抬升较慢,霰和冰晶的增长开始的较晚。但由于水汽充足,并且由于随后较弱但持续的上升气流,霰和冰晶在达到最大之后,呈现较为平稳的变化。霰的比质量较小,而冰晶随后的比质量维持在 1.5 g/kg 以上,这也是云高得以维持的物质原因。水成物的平均比质量要比过程 1 小。同时由于上升气流小,雹的比质量一直很小,因为不仅难以生成,也容易降落融化。

图 3d 是第 66 分钟电荷结构图。由于上升速度慢,该过程起电较慢。强电荷浓度持续时间从 53 分钟—88 分钟。50 分钟后,随着冰晶的增大,上层正电荷区的浓度才开始迅速增加,高度主要在 10 km 以上,最大中心高度出现在 11 km 左右,负电荷主要分布在 5—10 km。下部存在一个较弱的正电荷区。上部的正、负电荷区主要是由于感应起电机机制所引起,同时由于上升气流弱,霰、雹粒子的沉降将一部分负电荷带到了一 15 °C 以下。下部的正电荷区主要是感应起电机机制所引起,浓度较小。整体上,过程 3 的闪电活动适中,模式模拟出 44 次闪电,实际观测到地闪 301 次。

总体来看,过程 3 整层湿度条件较好,不稳定能量也较大,但对流性不稳定较弱,上升速度小,云高增长缓慢,在充足水汽支持下,形成最大云高之后可以持续。雨滴、霰和冰晶的最大比质量以及最大比质量的变化受上升气流和水汽影响明显。小的上升速度导致云滴在没有形成冰相物前已经大部分形成雨滴降落,霰和雹的比质量都比过程 1 小,所以起电、放电也没有过程 1 强。但充足的整层水汽又保证了水成物的持续生成和起电,闪电活动超过了过程 2。

5 模拟结果的比较

前面的分析主要考察了云高及其持续,水成物、

特别是冰相物的比质量浓度,以及电荷浓度和电荷结构,接下来从这几个方面对 3 个过程进行比较。

从云高及其持续来看,过程 2 气流的上升速度最大,云高 17.36 km 也是 3 个过程中最高的。但是由于过程 2 中层和 700 hPa 附近空气干燥,水汽供应更多只能从低层大气获得,随着上升速度下降,低层的水汽难以到达高空,水成物的生成受到抑制,所以云高呈现下降趋势。反观过程 1 和 3,最大上升气流都比过程 2 小,形成的最大云高都在 14 km 左右,比过程 2 低,说明最大云高首先与最大上升气流速度关系密切。但是,过程 1 和 3 也有不同,过程 1 的上升速度比过程 3 大,但整层水汽,特别是中层水汽没有过程 3 充足,所以过程 1 在强上升气流的作用下,很快达到了最大云高,并且由于中低层水汽较为充足,上升气流也能够长时间维持,云高的变化不大,这就延长了云的生命期,有利于闪电活动的发生。过程 3 上升气流较弱,但其中层和中低层的水汽都很充足,所以弱上升气流导致云较晚达到它的最大高度,之后持续的弱上升气流和充足的水汽供应使云高也得以一直维持。可见上升速度影响了云达到最大高度的时间,并且和水汽一起影响着云高能否维持。综合来看,上升速度和中层以及中低层的水汽对于雷暴的发展有决定意义,强劲的上升速度可以使雷暴较快的发展到成熟期,而持续的上升速度和中层以及中低层充足的水汽则可以保证雷暴有较长的成熟期,从而延长雷暴的生命。

从水成物来看,水成物的比质量变化也与上升速度和水汽条件关系密切。通过 3 个过程的比较可以发现,过程 3 雨滴的相对最大比质量(与自身其他水成物相比)最大,其次是过程 1,过程 2 中比质量最大的是霰。可以看到,过程 3 和 1 相对于过程 2 水汽要充足,特别是过程 3,而且它们的上升速度没有过程 2 大,所以云、雨滴相对过程 2 没有那么容易被带到高空形成冰相物,而是有相当一部分水汽在较低的高度形成雨滴,并且上升速度小,也利于雨滴的降落。还可以看到霰的最大比质量与上升速度较为密切,速度最大的过程 2,虽然水汽条件并不好,但霰的最大比质量最大,速度最小的过程 3,霰的最大比质量也最小。这是由于强上升气流可以把水滴带到更冷区域形成冰相物,并且加速冰相物与过冷水滴的碰撞,而形成霰。但霰比质量的变化与水汽关系密切,水汽充足则霰随后能够较为平稳地维持,

如过程 1 和过程 3,而空气较为干燥的过程 2,霰比质量随速度的减小快速下降并近乎消失。冰晶一般在霰比质量开始下降时增长,最大比质量和比质量变化与上升速度和中低层水汽也有很大关系,到达最大比质量的时间则与上升速度关系较大,之后能否维持则要看水汽的供应是否充足。水汽较为充足的过程 1 和 3,冰晶都能够维持,这也是云高能够维持的物质条件。此外可以看到,冰相物比质量的平均值受上升速度和水汽共同作用,过程 3 的中层水汽虽然比过程 1 大,但其产生的水成物霰和冰晶的比质量的绝对值和平均值没有过程 1 大,这是由于上升速度小,液态水滴有足够时间降落,难以被迅速带到更冷的高空^[27-28],所以,过程 3 中雨滴的比质量在达到最大后,下降阶段能维持一个比过程 1 大的值,但冰相物比质量要比过程 1 小。同时,过程 2 的空气最干燥,其水成物的平均比质量也是最小的。

从电荷浓度以及电荷结构来看,过程 1 的平均电荷浓度最大,过程 3 次之,过程 2 最小。在非感应起电机制下,当冰晶和软雹相碰时,软雹暖结霜表面与冰晶冷结霜表面之间产生温度差,导致电荷转移。这种起电机制受到温度、局地过饱和度、液态水含量和冰晶尺度等的影响。在过程 1 中,冰相物的平均比质量浓度最大,并且较强的上升速度一方面可以加速冰晶和软雹之间的碰撞,另一方面可以输送更多的液态水到高空,可以看到,过程 1 中最大云滴比质量的高度长时间处于 9 km 以上,这种较高的液态水含量有利于强的非感应起电,形成较大的电荷浓度,在强电场作用下,其下部也形成了较强的感应正电荷区。过程 2 虽然短时间的上升速度很大,但水成物的平均比质量很小,过冷区的液态水含量也较小,起电也相应较弱。再加上云下部的雨滴比质量小,而且受到了强上升气流的抬升,所以下部的感应电荷区很弱,持续时间也很短。过程 3 类似暖云过程,霰和冰晶的平均浓度比过程 1 小,而且霰和冰晶混合区的液态水含量也较小,相应的起电也没有过程 1 强。

通过以上比较,可以发现影响雷暴发展、水成物生成以及闪电活动的直接因子是上升速度和水汽状况,接下来,分析环境层结与上升速度和水汽的关系,从而把环境层结与闪电活动联系起来。

通过 3 个过程的分析可以看到,最大上升速度跟对流性稳定度指数(I_c)具有反向同步性,较小的

I_c (负值表示不稳定)往往能够产生较强的上升速度。而小的 I_c 要求低层的高湿,同时中层的低湿,可见中层水汽含量过大不利于产生强上升气流,Watson 等^[29]也发现了这一点。郑栋等^[20]发现超过 80% 的闪电天气出现在中层湿度 35%—85% 的时段,张喜轩^[30]也有类似的结果,说明了中层适中的水汽含量是闪电活动的一个重要条件。同时需要说明的是, I_c 是相关性较大的参数,但不是唯一的影响因子,另一个重要的影响是 CAPE 和 CIN 的搭配。CAPE 表征不稳定能量,是对流能够发展的一个必要条件。而对 CIN 来说,太大,抑制对流程度大,对流不易发生,太小,能量不容易在低层集聚,对流调整极易发生,从而使对流不能发展到较强的程度,所以 CIN 需要一个合适的值。过程 3 的 CAPE 与过程 1 接近,但 CIN 要比过程 1 小,其对流活动也没有过程 1 强。潜在性稳定度指数(I_L)一定程度上反应了 CAPE 和 CIN 的关系,由于两者搭配的复杂性,使得 I_L 的值与上升速度的相关性也较差。

持续上升气流对水成物的生成和雷暴的持续有重要意义。从模式分析来看,持续的上升速度受到两个条件的制约,一个是表征不稳定能量大小的 CAPE,一个是水汽条件。过程 1 中,中层水汽适中,中低层水汽条件较好,CAPE 也较大,在最大速度之后,上升速度能够长时间的维持在 6 m/s 左右。过程 2 湿度条件很差,但 CAPE 很大,上升速度达到最大值之后在一段时间也维持在 6 m/s 附近,但随后减小。过程 3 中,CAPE 与过程 1 相当,中层湿度很大,上升速度达到最大值之后在雷暴成熟期下降到了 3 m/s 左右。CAPE 和水汽对持续气流影响的原因如下:首先,CAPE 可以看作是对流运动的一个能量源泉,是对流持续发展的一个基础。其次,随着水汽被上升气流带到高空发生相变过程,释放出潜热,加热大气,对上升速度有正贡献。过程 1 中,速度较大,水汽也较为充足,能被气流抬升到较高的高度,释放大量的潜热,从而使得上升速度得以维持;过程 2 中,速度非常大,但水汽不足,所以潜热释放较少,由于不稳定能量大,速度保持了一段与过程 1 相当的时间但最终还是减小。过程 3 中上升速度小,水汽虽多,但凝结慢,潜热多释放在低层,且由气态到液态的潜热释放没有从气态到固态大,所以潜热为小量的持续释放,故速度比过程 1 小,但却能够保持。这也是为什么上升速度在过程 1 和 3 中能保

持较长时间的优势,而过程 2 中上升速度却较早的达到与下沉速度相当的原因。

通过比较讨论,发现上升速度和水汽条件是影响闪电活动的直接因子,而两者之间又是相互影响的。强闪电活动的有利条件是拥有强上升气流并能维持,中层的湿度适中,同时中低层拥有较大的湿度。这里补充一点的是低层湿空气的存在是雷暴产生的一个必要条件,这一点早已被发现^[31]。以上条件反映在不稳定参数上,对流性稳定度指数的值(负值表示不稳定)要小,对流有效位能值要大,对流抑制能量的值要适中,700 hPa 相当位温值要大,700—400 hPa 中层平均湿度要适中。

6 结 论

通过以上的分析,可以得出以下结论:

(1) 上升速度和水汽条件是影响雷暴动力、微物理过程和闪电活动的直接因子。

a. 上升速度的大小决定了雷暴发展到成熟的时间和雷暴强弱,强上升气流有利于云在较短时间内发展到较大的高度。而持续的上升气流和充足的水汽有利于雷暴成熟期延长从而增强闪电活动。

b. 上升速度和水汽条件影响水成物,特别是对起电过程有重要意义的冰相物的生成和维持,进而影响闪电活动。强上升速度和充足的水汽可以产生更多的冰相物并能持续生成,从而形成较大的电荷浓度。强上升速度和不利的水汽条件也可以形成较大的冰相物浓度,但冰相物难以持续生成。而弱上升速度和充足的水汽则容易形成暖云过程,对冰相物的生成也有不利影响。

(2) 上升速度和水汽相互影响,又共同受到环境层结的支配。

a. 对流性稳定度指数对上升速度具有一定的指示性,对流性稳定度指数越小(负值表示不稳定),上升速度可能就越大,这要求中层的湿度要小,但是湿度过小又不利于冰相物的持续生成,所以中层的水汽含量要适当。

b. CAPE 和 CIN 的搭配对上升速度有重要影响,大的 CAPE 和适当的 CIN 有利于对流发展。

c. 上升气流的持续受到 CAPE 和潜热释放的影响,CAPE 大,潜热释放多有利于上升气流的持续。同时潜热释放又受到上升速度和水汽含量的共同影响。

(3) 根据环境层结对闪电活动的影响,反映在不稳定参数上,有利于强闪电活动的大气不稳定参数情况应该是:较小的对流性稳定度指数($-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下),较大的对流有效位能(1000 J/kg 以上),适当的对流抑制能量(大于 40 J/kg),较大的 700 hPa 相当位温(340 K 以上),适当的 700—400 hPa 中层平均湿度($35\%—85\%$)。

此外,其他的几个参数,潜在性稳定度指数一定程度上体现了 CAPE 和 CIN 的关系,变化比较复杂。抬升指数与上升速度和水汽关系不明显。这两个参数可作为层结稳定性的判别,但对闪电活动强弱没有明显指示作用。

参考文献

- [1] Zipser E J. Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 1837-1851
- [2] Petersen W A, Rutledge S A, Orville R E. Cloud-to-ground lightning observations to TOGA COARE: Selected results and lightning location algorithms. *Mon Wea Rev*, 1996, 124: 602-620
- [3] Colson D. High level thunderstorms of July 31-August 1, 1959. *Mon Wea Rev*, 1960, 88: 279-285
- [4] Rutledge S A, Williams E R, Kennan T D. The down under Doppler and electricity experiment (DUNDEE): Overview and preliminary results. *Bull Amer Meteor Soc*, 1992, 73: 3-16
- [5] Williams E R, Rutledge S A, Geotis S G, et al. A radar and electrical study of tropical "hot towers". *J Atmos Sci*, 1992, 49: 1386-1395
- [6] Randell S C, Rutledge S A, Farley R D, et al. A modeling study on the early electrical development of tropical convection: Continental and oceanic (monsoon) storms. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 1852-1877
- [7] 袁铁, 鄯秀书. 青藏高原中部闪电活动与相关气象要素季节变化的相关分析. *气象学报*, 2005, 63(1): 123-127
- [8] 郭凤霞, 张义军, 言穆弘等. 环境温湿层结对雷暴云空间电荷结构的影响. *高原气象*, 2004, 23 (5): 678-683
- [9] 郭凤霞, 张义军, 鄯秀书等. 雷暴云不同电荷结构数值模拟研究. *高原气象*, 2003, 22 (3): 268-274
- [10] 鄯秀书, 张义军, 张其林. 闪电放电特征和雷暴电荷结构研究. *气象学报*, 2005, 63(5): 646-658
- [11] 张义军, 言穆弘, 张翠华等. 不同地区雷暴电荷结构的模式研究. *气象学报*, 2000, 58 (5): 617-627
- [12] 言穆弘, 刘欣生, 安学敏. 雷暴非感应起电机制的模拟研究: I. 云内因子影响. *高原气象*, 1996, 15 (4): 425-437

- [13] 言穆弘, 刘欣生, 安学敏. 雷暴非感应起电机制的模拟研究: II. 环境因子影响. 高原气象, 1996, 15(4): 438-447
- [14] 孙安平, 言穆弘, 张义军等. 三维强风暴动力-电耦合数值模拟研究 II: 电结构形成机制. 气象学报, 2002, 60(6): 732-739
- [15] 马明. 雷电与气候变化相互关系的一些研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2004
- [16] 胡志晋, 何观芳. 积雨云微物理过程的数值模式(一)微物理模式. 气象学报, 1987, 45(4): 467-484
- [17] 王谦, 胡志晋. 三维弹性大气模式和实测强风暴的模拟. 气象学报, 1990, 48(1): 91-101
- [18] 于达维, 何观芳, 周勇等. 三维对流云催化模式及其外场试用. 应用气象学报, 2001, 12(增刊): 122-132
- [19] Gardiner B, Lamb D, Pitter R L, et al. Measurements of initial potential gradient and particle charges in a montana summer thunderstorm. J Geophys Res, 1985, 90(D4): 6079-6086
- [20] Mansell E R, MacGorman D, Ziegler C L, et al. Simulated three dimensional branched lightning in a numerical thunderstorm model. J Geophys Res, 2002, 107(D9): 4075, doi: 10.1029/2000JD000244
- [21] 郑栋, 张义军, 吕伟涛等. 大气不稳定参数与闪电活动的预报. 高原气象, 2005, 24(2): 196-203
- [22] Holton J R. An Introduction to Dynamical Meteorology. Academic Press, 1972:319 pp
- [23] 吴宝俊, 汪文修. 海洋、气象基层台站用物理量计算方法. 北京: 海洋出版社, 1987:146 pp
- [24] 郑栋. 北京地区闪电活动特征和大气层结与闪电活动的关系研究[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2005:33-36
- [25] 盛裴轩, 毛节泰, 李建国等. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社, 2003:534 pp
- [26] Ziegler C L, MacGorman D R. Observed lightning morphology relative to modeled space charge and electric field distributions in a tornadic storm. J Atmos Sci, 1994, 51(6): 833-851
- [27] Gunn R, Kinzer G D. The terminal velocity of all for water droplets in stagnant air. J Meteor, 1949, 6: 243-248
- [28] Jorgensen D P, LeMone M A. Vertical velocity characteristics of oceanic convection. J Atmos Sci, 1989, 46: 621-640
- [29] Watson A L, Holle R L, Ortize R, et al. Surface wind convergence as a short-term predictor of cloud-to-ground lightning at Kennedy Space Center. Wea Forecasting, 1991, 6: 49-64
- [30] 张喜轩. 预报冰雹的方法. 气象, 1980, 6(4): 14-15
- [31] Miller R C. Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. AWS Tech. Rep. 200(rev), Air Weather Service, Scott AFB, IL, 1972: 190 pp

SIMULATION STUDY ON THE INFLUENCE OF ATMOSPHERIC STRATIFICATION ON LIGHTNING ACTIVITY

Zheng Dong Zhang Yijun Ma Ming Meng Qing Lu Weitao

Laboratory of Lightning Physics and Protection, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract

Using a 2D numerical model for the electrification and discharge of axisymmetric thundercloud, three thunderstorm processes under different atmospheric stratifications in the Beijing region were simulated and the dynamic and micro-physical processes and their influences on electrification and discharge activity discussed. The results indicate that updraft velocity and water vapor were the most important factors that influenced the dynamic and micro-physical processes and lightning activities. The magnitude of the updraft velocity determined the time when the thunderstorm matured and the intensity of the thunderstorm, and the stronger updraft was good for the thunderstorm to develop and reach a larger height in a shorter time. The persistent updraft and sufficient water vapor would prolong the mature stage of thunderstorm and thereby enhance lightning activity, and were advantageous to continuously produce more hydrometeors of ice phase which have direct impacts on electrification and discharge in thunderstorm, thus helping the form of strong charge density in the cloud. Though strong updraft and insufficient water vapor also could form the higher concentration of hydrometeors of ice phase in some times, but it could hardly be persisted. Weak updraft and sufficient water vapor easily led to warm cloud process which is disadvantageous to the form of hydrometeors of ice phase. Updraft and water vapor interact each other, which is controlled by atmospheric stratification. Therefore, the favorable stratification conditions for strong lightning activity are sufficient vapor in the low atmosphere, mezzo humidity in the middle atmosphere, larger instability energy and a certain obligatory convective inhibition. The calculation of some atmospheric instability parameters indicate that the convective instability index should be smaller than $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (negative means unstable), the convective available potential energy should be larger than 1000 J/kg , the convective inhibition should be larger than 40 J/kg , the 700 hPa equivalent potential should be larger than 340 K and the relative humidity in the middle atmosphere (700–400 hPa) should be between 35%–85%.

Key words: Atmospheric instability parameters, Numerical simulation, Hydrometeor, Charge structure