

王婷婷,王迎春,张文龙.北京干湿雷暴过程的地基微波辐射资料对比分析[J].暴雨灾害,2011,30(1):11-18

北京干湿雷暴过程的地基微波辐射资料对比分析

王婷婷¹,王迎春²,张文龙³

(1.吉林省气象台,长春 130062;2.北京市气象局,北京 100089;
3.中国气象局北京城市气象研究所,北京 100089)

摘要:利用北京城区两部地基微波辐射仪资料,结合自动站、加密探空和雷达等局地非常规观测资料,对北京地区2008年8月14日“湿雷暴”(强降水伴有雷电)和24日“干雷暴”(强雷电伴有弱降水)过程发生前的局地环境大气温湿廓线特征进行对比分析。研究表明:1)干湿雷暴发生前大气层结明显不同。湿雷暴探空层结曲线呈“漏斗”型,低层暖湿、高层冷干,有利降水产生;雷暴发生前不稳定能量较高,无对流抑制能,具有较强的热力不稳定。干雷暴探空层结曲线呈“倒V”型,低层干、中层有浅薄弱逆温,不利于降水产生;对流抑制能较大,对流发展需要有较强抬升力。2)两次过程对流不稳定能量积累和释放方式不同。湿雷暴不稳定能量缓慢积累并逐渐释放,大气层结由不稳定逐渐趋于稳定。干雷暴过程则相反,不稳定能量快速积累并迅速释放,产生强雷电。3)大气中低层水汽密度和液态含水量快速增长对强降水具有一定的指示意义。降水发生前,湿雷暴的湿垂直廓线发生明显变化,从地面到3 km,水汽密度比干雷暴约高 $4\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,液态水含量在3~6 km激增。干雷暴则相反,湿垂直廓线无明显变化,各层液态水含量不超过 $0.1\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。

关键词:地基微波辐射仪;干雷暴;湿雷暴;热力不稳定;垂直廓线

中图分类号:P413 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2011)01-0011-08

Contrastive Analysis of Dry and Moist Thunderstorms in Beijing Using Ground-Based Microwave Radiometer Data

WANG Tingting¹, WANG Yingchun², ZHANG Wenlong³

(1. Meteorological Observatory of Jilin Province, Changchun 130062; 2. Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089; 3. Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089)

Abstract: Using the data from two Ground-Based Microwave Radiometers in Beijing and local unconventional observation data, such as intensive radiosounding data and Doppler-Radar data and so on, a contrastive analysis for features of temperature and humidity profiles of local ambient atmosphere just before the happening of the two storm cases in Beijing have been performed. The two cases are wet-thunderstorm event occurred on 14 August 2008 (simply called as “8.14” case) and dry-thunderstorm event on 24 August 2008 (simply called as “8.24” case). The results indicate the following. 1) There were obvious differences between “8.14” and “8.24” cases about unstable atmospheric stratification. For “8.14” case, atmospheric stratification curve from radiosonde presented a funnel shape, and the warm and humid air in the low level, and dry and cold air in the upper level, which was propitious to the genesis of rain. There were higher unstable energy, stronger thermodynamic instability and no CIN before the thunderstorm occurred. For “8.24” case, atmospheric stratification curve from radiosonde presented a V-inverse shape, and the dry air in the low level and the thin and weak inversion in the middle-level, which wasn't propitious to the genesis of rain; the development of convection required the stronger lifting power because the higher CIN. 2) There were different accumulation and release patterns of convective instability energy between “8.14” and “8.24” cases. For “8.14” case, with the instability energy accumulated slowly and released gradually, the atmospheric stratification presented from instability to stability. For “8.24” case, with the instability energy accumulated quickly and released rapidly, the thunder and lightning generated successively. 3) The rapid growth of mean water vapor density and atmosphere liquid-water content has a certainly prediction significance for severe precipitation nowcasting. For “8.14” case, the vapor vertical profile changed remarkably before rainfall occurred, and water-vapor density was about $4\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ higher than that of “8.24” case from the ground to 3 km in height, and the

收稿日期:2010-07-09;修订日期:2011-03-06

资助项目:公益性行业(气象)科研专项“京津冀城市群强对流天气短时临近预报关键技术研究”(GYHY200706004)

第一作者:王婷婷,女,1985年生,硕士,主要从事强对流天气分析与预报研究。E-mail: tingting198511@163.com

liquid-water content increased fast from 3 to 6 km in height. For “8.24” case, the vapor vertical profile had no obvious change, and the liquid-water content of all layer was less than $0.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$.

Key words: The Ground-Based 12-Channel Radiometer; Dry thunderstorm; Wet thunderstorm; Thermodynamic instability; Vertical profile

1 引言

众所周知,雷暴形成的环境物理条件,主要包括抬升力、水汽和不稳定层结。其中,水汽和不稳定层结条件可认为是形成雷暴天气的内因,抬升力条件是外因。目前,由于资料的缺乏及技术上的限制,对于水汽和不稳定条件的分析,国内外学者主要依赖常规单站探空观测及一些特征量的计算(如水汽通量散度、 K 指数、沙氏指数 SI 等)^[1-5]。朱乾根等^[6]指出,不稳定能量越大,越有利于对流性天气发生,温度露点差小于或等于 $5 \text{ }^\circ\text{C}$,水汽充沛,有利于降水产生;李卫英等^[7]指出,一般 K 指数达到 $35 \text{ }^\circ\text{C}$,大气就已不稳定;刘若冰等^[8]也指出,一般情况下,当 $-6 \text{ }^\circ\text{C} < SI < -3 \text{ }^\circ\text{C}$ 时,强雷暴发生的可能性非常大。

然而,常规探空以及热力学特征量分析等由于计算精度、费用以及时间连续性等方面存在诸多局限性,如常规探空只能提供 08、20 时两个正点的观测资料(个别地区加密探空能够提供 02、08、14、20 时四个正点观测资料),难以提供对环境大气层结状况连续演变的监测。近几年来,地基 12 通道微波辐射仪作为一种新型探测工具,因其维护费用低、测量数据精度较高且具有高时空分辨率,可获得连续的温度、相对湿度、水汽以及液态水等垂直廓线,能很好地反映环境大气温湿廓线演变特征,弥补了常规探测资料的局限性,更适合用于分析生命史较短、移动较快的雷暴天气,逐渐引起国内外学者广泛关注。NOAA 地球科学研究实验室^[9]通过对比分析微波辐射仪的微波图像和无线电高空探测仪从地面到 10 km 高度温度偏差发现,从地面到 4 km 高度,探空仪和微波辐射仪测量的温度偏差不超过 $1.2 \text{ }^\circ\text{C}$,其中边界层温度偏差不超过 $1 \text{ }^\circ\text{C}$ 。刘红燕等^[10]用地基 12 通道微波辐射仪在北京地区做了为期 1 年(2005 年 8 月至 2006 年 8 月)的测量(晴天状态下),测量得到的水汽总量与探空资料得到的水汽总量的相关系数在 0.97 以上。王叶红等^[11]使用地基微波辐射计资料同化对一次特大暴雨过程影响进行了数值试验研究。魏东等^[12]、刘志雄等^[13]分别将微波辐射仪资料应用到局地暴雨和强冰雹分析中。廖晓农等^[14]首次将地基微波辐射仪这一新型探测资料用于对流性大风的分析中,揭示了下击暴流发生过程中环境大气的对流稳定性、对流层中下层温度垂直直减率等演变特征。

目前,微波辐射仪资料在雷暴分析中的应用尚不

多见。因此,本文选取北京地区 2008 年 8 月 14 日出现的一次伴有强降水的“湿雷暴”过程(以下简称“8.14”过程)和同年 8 月 24 日出现的一次伴有弱降水的“干雷暴”过程(以下简称“8.24”过程),利用位于北京城区的两部地基微波辐射仪资料,结合自动站、加密探空、雷达等局地非常规探测资料,对两次过程发生前的局地环境大气温湿廓线特征进行了对比分析,在深入认识产生干湿雷暴环境大气温湿特征异同的同时,初步探讨地基微波辐射仪在强对流天气监测中的应用,为以后该探测资料的研究工作提供有价值的参考。

2 资料与检验

本文采用的资料主要有位于北京城区,即车道沟(39.97°N 、 116.27°E)和南郊(39.78°N 、 116.47°E)相隔 21 km 左右的两部地基 12 通道微波辐射仪(TP/WVP-3000)资料,南郊观象台(54511 站)北京奥运会期间每日 4 个时次(08、14、20、02 时)的加密探空资料和多普勒雷达数据产品。文中所用资料均为北京时。

2.1 地基微波辐射仪简介

由美国 Radiometrics 公司生产的 TP/WVP-3000 是一种高分辨率的新型探测仪器,除包含 12 个通道的微波辐射仪外,还包含由 VIASALA 公司生产的温、湿、压探头,测量云底高度和云底温度的红外仪,检测降水是否发生的仪器,以及用于吹去微波辐射仪天线罩上尘土、雨水等的鼓风机。利用 12 个通道测量得到的亮温值通过神经网络反演方法能够得到大气温度、湿度、水汽、液态水等垂直廓线分布以及大气水汽、液态水总量等值,其反演的廓线高度从地面到 10 km 分为 47 层,其中地面至 1 km 高度,分辨率为 100 m,1 km 以上为 250 m。

2.2 检验分析

魏东等^[15]曾选取 2007 和 2008 年 5—9 月北京南郊观象台的微波辐射计探测的温湿度和风廓线仪探测的水平风数据构造特种探空,与该站的常规探空资料(02、08、14、20 时四个时次)共计 932 个样本进行统计和对比分析。结果表明:微波辐射计探测的相对湿度误差较大,造成特种探空的露点温度与常规探空的一致性相对较差,偏大明显,其平均误差随高度增加明显增大(这可能与探空随高度飘移有关);温度的平均误差较小,且随高度增加变化不大。四个时次中,08 时和 20 时的一致性好于 02 时和 14 时的。

此外,从检验和大量应用中发现,微波辐射计观测误差在降水发生期间和结束后的短时间里明显增大,数据可信度降低^[10, 15]。因此,针对“8.14”和“8.24”过程,分别选取 8 月 14 日 08 时和 8 月 23 日 20 时(降水发生前)北京南郊观象台地基微波辐射仪反演的温度、

湿度和水汽廓线,与该时刻的探空数据进行检验分析(图 1)。由于北京奥运会期间南郊观象台每天 07:15 和 19:15 施放探空气球,故分别选取 07:15—08:00(“8.14”过程)和 19:15—20:00(“8.24”过程)位于南郊的微波辐射仪测量值取平均后与探空值进行对比。

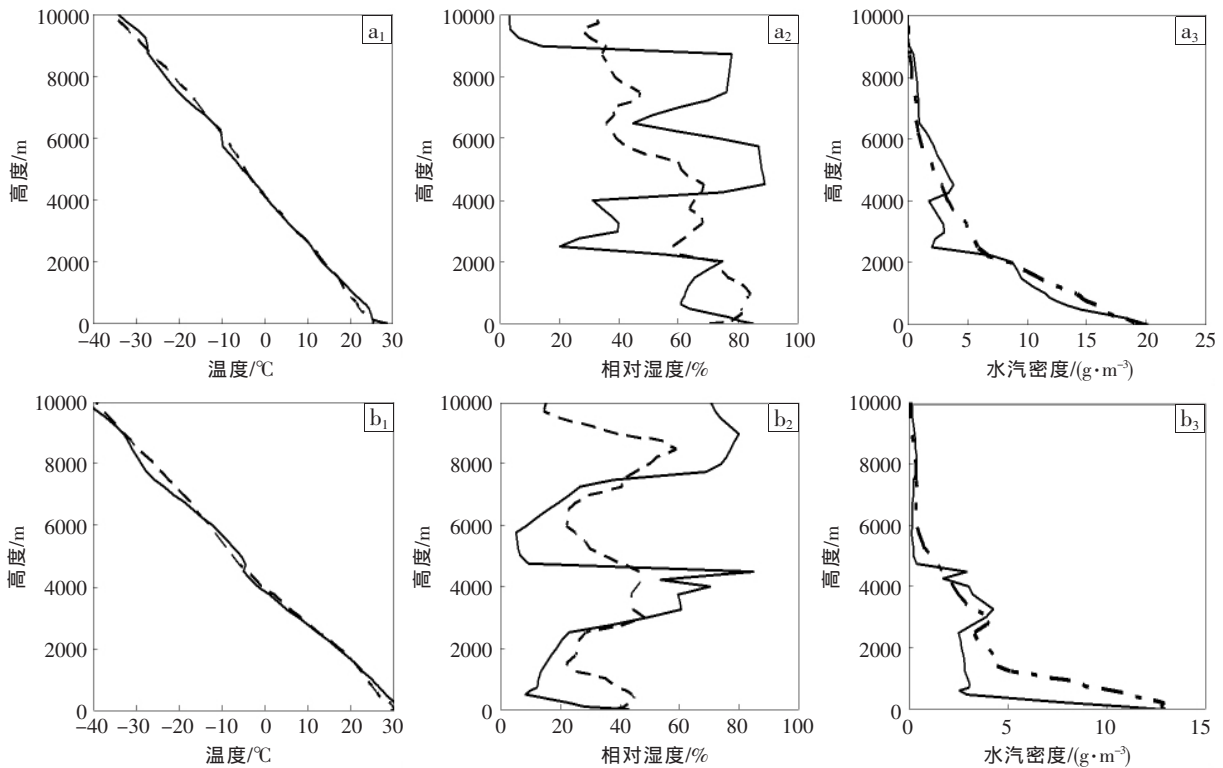


图 1 2008 年 8 月 14 日 08 时(a_1 、 a_2 、 a_3)和 23 日 20 时(b_1 、 b_2 、 b_3)北京南郊观象台微波辐射仪温度、相对湿度、水汽密度廓线(虚线)与其探空廓线(实线)的对比图

从图 1 中可见,8 月 14 日 08 时和 23 日 20 时两个时次微波辐射仪反演的温度廓线均与观测值最相近,各层温度偏差不超过 4 °C,其中 1~4 km 高度偏差小于 0.5 °C;反演的水汽密度廓线次之,各层水汽密度偏差均不超过 8 $g \cdot m^{-3}$,且“8.14”湿雷暴各层偏差更小,这可能与选取的资料时段较短有关;反演的相对湿度与观测值相差较大,最大偏差超过 30%。

综上可知,无降雨时,微波辐射仪反演的温度廓线、水汽密度廓线、相对湿度廓线随高度的变化趋势与探空观测基本一致,其中温度廓线偏差最小,相对湿度偏差最大,这与多个样本的统计结论相似^[10]。为此,本文主要通过分析两次过程降水发生前温度和湿度随时间的变化特征,尽可能减弱微波辐射仪资料观测偏差的影响,进而获得比较可靠的分析结果。

3 天气实况

“8.14”过程是一次典型的湿雷暴过程^[16],当日北京受多个雷暴群影响,中午至傍晚发生近 6 h 阵性强降雨,并伴有雷电现象,降水量呈跳跃式分布(图 2),全

市存在 6 个降水中心,中心雨量达 50 mm 以上,城区平均雨量为 23 mm,昌平山前(长陵)和怀柔区西南部 6 h 内累积雨量超过 84 mm,强降雨导致当时正在进行的奥运会网球比赛被迫中断。

“8.24”过程是一次典型的干雷暴过程^[16],主要发生在 24 日 00—04 时(图 3),全市大部地区无降水,仅个别站出现少量降水,且分布极不均匀,单站局地最大降水量仅为 5 mm,但伴随有持续 3 h 左右的强烈雷电。

此外,分析两次过程北京南郊观象台 S 波段多普勒雷达资料,并结合加密自动站分钟雨量数据可知,“8.14”过程是一次由北京西南部对流单体群向东北方向移动过程中,在其前方不断触发的多个新生对流单体群且先后相互碰撞合并造成的强雷暴过程,14 日 10 时 53 分左右(图 4 a_1),受北京西南边缘移动来的弓形回波影响,大兴区有对流雷暴生成,12 时 05 分前观象台上空无降水,随后该雷暴于 13 时 05 分(图 4 a_2)左右移至海淀地区,12 时 40 分前车道沟上空无降水,故可选取观象台(车道沟)微波辐射仪观测到的 12 时 05

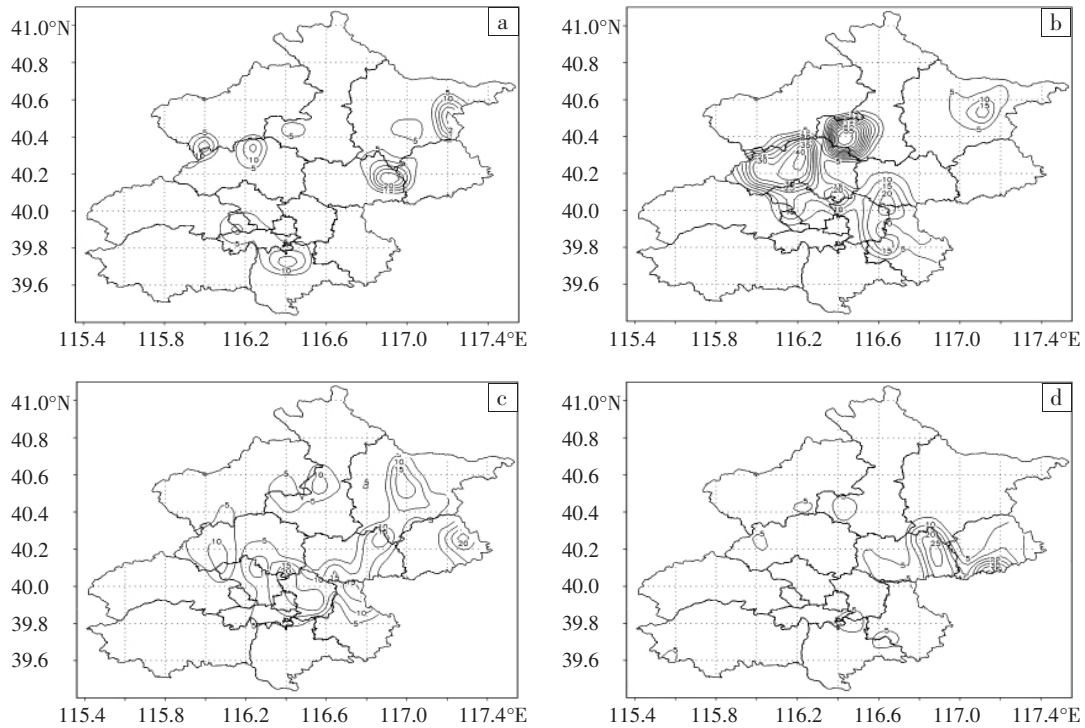


图 2 2008 年 8 月 14 日 13 时(a)、14 时(b)、15 时(c)、16 时(d)北京自动站
小时降水量分布图。降水量等值线间隔为 5 mm

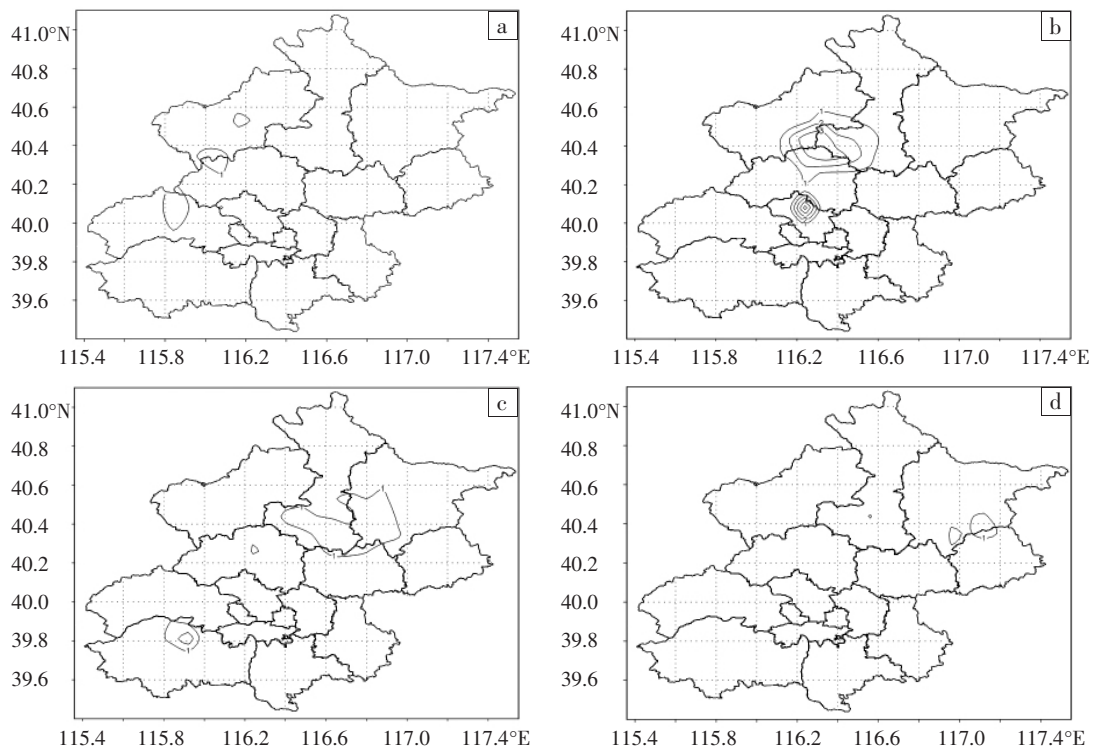


图 3 2008 年 8 月 24 日 01 时(a)、02 时(b)、03 时(c)、04 时(d)北京自动站
小时降水量分布图。降水量等值线间隔为 1 mm

分(12 时 40 分)前的数据,分别对这两个区域雷暴发生
前局地环境大气温湿廓线特征进行分析。“8.24”过程是
一次线状对流系统快速东移事件,24 日 00 时 35 分左
右(图 4b₁),北京西北边缘有线状对流系统回波移入,01
时 11 分左右(图 4b₂),其对流系统回波南端与北京西部

新生的对流系统连接并增强,在太行山山前形成一条
跨越北京南北的东北—西南向新线状对流系统并东
移,00 时 45 分前车道沟上空无降水,故可选取该区域
微波辐射仪获取的 00 时 45 分前的数据分析雷暴发
生前局地大气温湿廓线特征。

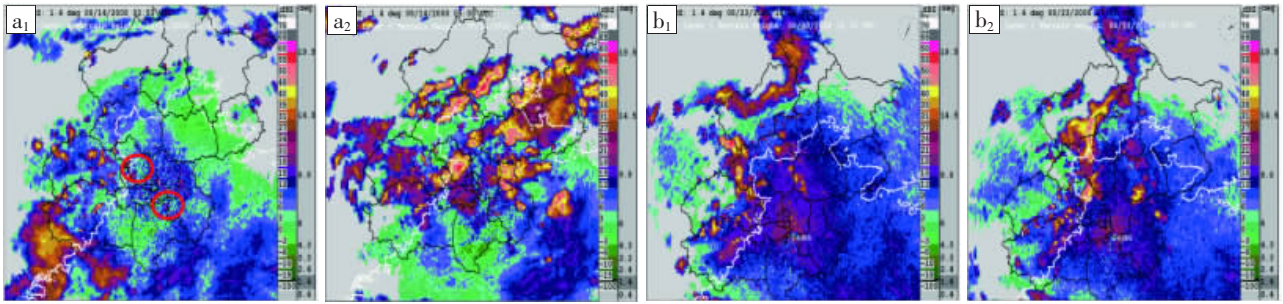


图 4 2008 年 8 月 14 日 10:53 (a₁, 上下红圈中心所示分别对应车道沟和南郊地区)、13:05 (a₂) 与 24 日 00:35 (b₁)、01:11 (b₂) 1.4°仰角雷达反射率因子图。采用 VCP21 体扫模式

4 干湿雷暴微波辐射资料对比分析

首先观察“8.14”过程和“8.24”过程的探空层结特征。“8.14”雷暴发生前 4 h 即 14 日 08 时(图 5a),层结曲线呈“漏斗”型,表明上干冷、下暖湿,有利于降水产生,对流有效位能(CAPE)较高(1 401.3 J·kg⁻¹),对流抑制能(CIN)较低,仅 86 J·kg⁻¹,热力不稳定较强,有利于雷暴发生;到 14 时(图 5b),雷暴发生后,不稳定能量得到释放,大气层结趋于稳定。而“8.24”过程则相反,探

空层结曲线呈倒 V 字型,低层空气干暖,不利于降水产生,雷暴发生前 4 h,即 23 日 20 时(图 5c),CAPE 值较低,仅为 446.6 J·kg⁻¹,而 CIN 值较高,达到 489.9 J·kg⁻¹,但 500 hPa 以下存在 2 个浅薄的弱逆温层,构成明显的干暖盖,为不稳定能量的积累及爆发式释放提供了有利条件;到雷暴发展的盛期,即 24 日 02 时(图 5d),不稳定能量骤增,出现持续近 3 h 的强雷电天气,但由于低层空气十分干燥,北京地区实况仅出现微量降水。

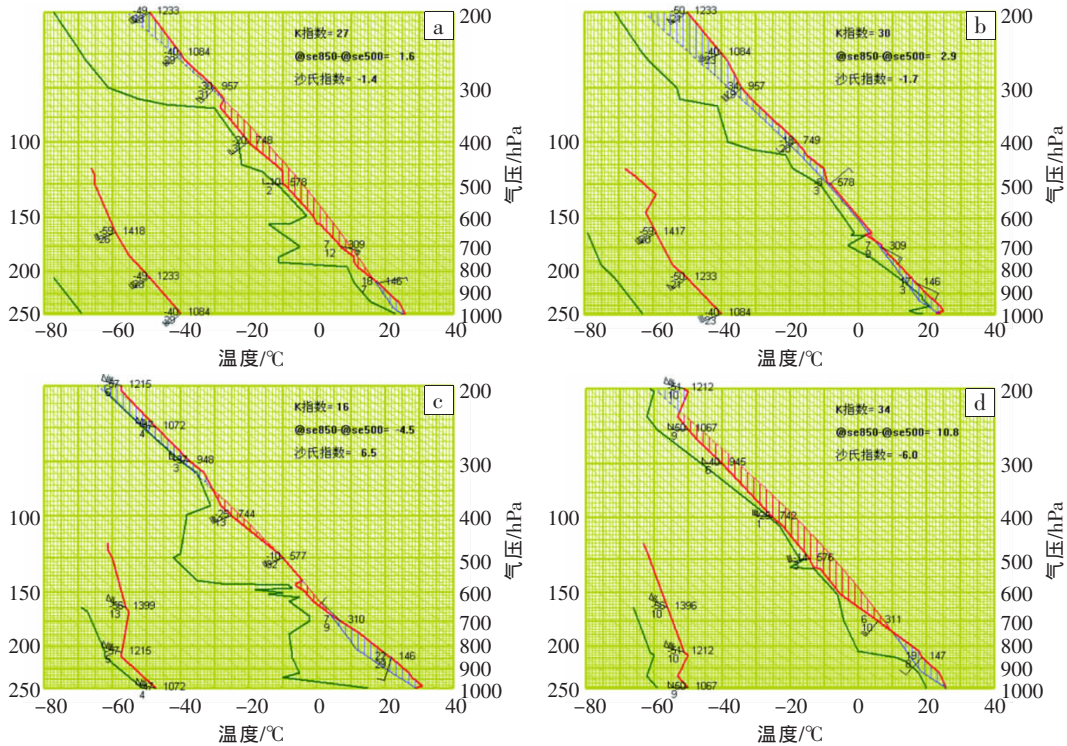


图 5 2008 年 8 月 14 日 08 时(a)、14 时(b)与 23 日 20 时(c)、24 日 02 时(d)北京南郊气象台探空层结图

对流不稳定能量和水汽条件不仅是对流能够发展的重要条件,其变化还反映了环境大气内部温湿度演变特征。为了捕捉其在短时间内的变化特征,本文利用高时空分辨率的微波辐射仪资料对两次过程雷暴发生前对流不稳定能量和温度、水汽密度以及液态水含量垂直廓线时间变化特征进行对比分析,以便深入认识干、湿雷暴形成前环境大气温湿条件的差异。

4.1 局地不稳定能量时变特征

图 6 给出地基微波辐射仪反演的“8.14”过程和“8.24”过程不同时次的层结曲线。图中右侧所列出的与 CAPE 相关的物理量依次为:“CAPE+only”为潜在的 CAPE 值;“CAPE 0-3km”为 0-3 公里 CAPE 值;“CIN total”为对流抑制能量;“DCAPE 6 km”为 6 公里以下下沉气流的对流有效位能(由于软件版本与国外有所

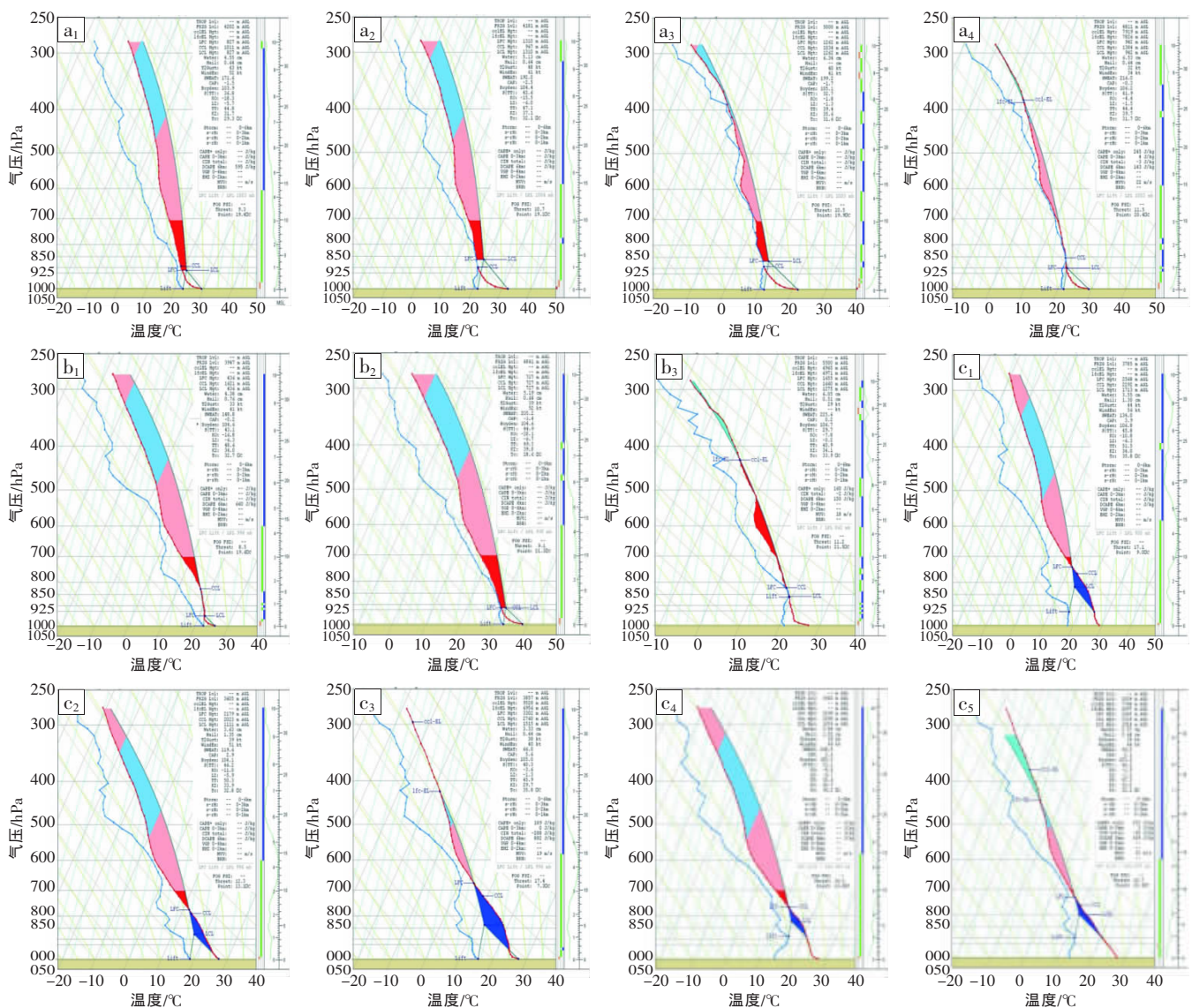


图 6 由地基微波辐射计反演的 2008 年 8 月 14 日北京南郊 08:00 (a₁)、11:00 (a₂)、11:37 (a₃)、11:54 (a₄)、
 车道沟 08:00 (b₁)、12:07 (b₂)、12:37 (b₃)和 8 月 23 日车道沟 23:07 (c₁)、24 日车道沟
 00:33 (c₂)、00:42 (c₃)、01:17 (c₄)、01:20 (c₅)的温度层结曲线

图中蓝红颜色区域为不稳定能量区,其中红色为对流有效位能区,蓝色为对流抑制能区

不同,故有些时次的数据无法显示)。本文以下提及的 $CAPE$ 值是指基于微波辐射计温湿探测资料计算的 300 hPa 以下的不稳定能量,为了与传统意义的 $CAPE$ 值(对流有效位能)有所区分,这里记为 $CAPE^*$ 。关于对流不稳定能量的检验,魏东等^[15]计算了同时刻的探空数据和微波辐射仪数据两者之间的相关系数,结果表明,除 14 时外,两者的相关系数均超过 0.71,相关性较好。因此,微波辐射仪反演的对流不稳定能量与探空观测值之间的演变趋势比较一致。

从图 6a 和 6b 中可见,“8.14”过程雷暴发生前,大气层结曲线呈“漏斗”型,对流抑制能较小,与 14 日 08 时探空观测一致。南郊降水发生前 4 h 左右,即 08:00 (图 6a₁),当地上空不稳定能量较高($1\ 377\ J\cdot kg^{-1}$),随后 $CAPE^*$ 缓慢增加,不稳定能量仍在积累,离地面降水发

生大约 1 h 左右,即 11:00(图 6a₂)达到最大,为 $1\ 621\ J\cdot kg^{-1}$,此后不稳定能量逐渐减少,至 11:54 左右(图 6a₄) $CAPE^*$ 降至 $243\ J\cdot kg^{-1}$,大气层结由不稳定趋于稳定,对流发生,雷达回波显示该上空回波强度达到 50 dBz (图略),地面降水即将开始(12:05)。与南郊情况类似,车道沟降水发生前 4 h 左右(图 6b₁),其上空不稳定能量较高,随后不稳定能量缓慢积累,至 12:07 (图 6b₂), $CAPE^*$ 达到 $1\ 900\ J\cdot kg^{-1}$ 。不同的是,积累的不稳定能量于半小时后释放,至 12:37(图 6b₃), $CAPE^*$ 降至 $158\ J\cdot kg^{-1}$,积累的不稳定能量较高且下降幅度较大,表明该地区上空对流发展强盛,此时雷暴云团逐渐移到该地区并发展至强盛阶段,伴有较强雷电现象(图 4a₂)。

由于“8.24”过程南郊上空没有明显的雷达回波和降水,该地区微波辐射仪反演的层结曲线无明显变

化,故本文只对车道沟地区的微波辐射仪资料进行分析。从图 6c 中可见,“8.24”过程雷暴发生前中低层(600 hPa 以下)层结曲线呈“倒 V 字”型,对流抑制能较大,与 23 日 20 时探空观测相似。降水发生前 4 h,即 23 日 20:30,不稳定能量较低,随后便迅速增加,至 23:07 左右(图 6c₁),CAPE* 达到 1 266 J·kg⁻¹,即低层干暖盖的存在为雷暴的发生积累了较强的不稳定能量。此后不稳定能量略有下降(00:33),但从 00:33 至 00:42(图 6c₃)这 9 min 内能量迅速释放,与“8.14”过程明显不同。此外,由于“8.24”过程降水量较小,故微波辐射计能探测到该雷暴在发展过程中局地大气层结变化特征。CAPE* 于 00:42 左右释放后迅速增加,至 01:17 左右(图 6c₄),CAPE* 达到 1 317 J·kg⁻¹,随后在短时间内再次快速释放(图 6c₅)。

可见,微波辐射仪探测资料能够有效捕捉到强对流发生前局地不稳定能量的积累和释放,两次过程对流不稳定能量积累和释放方式明显不同:湿雷暴不稳定能量缓慢积累逐渐释放,大气层结由不稳定逐渐趋于稳定。干雷暴过程则相反,不稳定能量快速积累并迅速释放,产生强雷电。此外,湿雷暴不稳定能量达到

峰值后开始释放的 0.5—1 h 内,地面降水开始。这一现象可能对临近预报降水开始时间有一定的指示意义,而干雷暴不稳定能量释放较快,指示意义不明显。

4.2 垂直廓线时间变化特征

此外,通过微波辐射仪反演的温度、水汽密度等物理量,能够观察干、湿雷暴过程的水汽演变特征的差异。图 7 给出“8.14”过程南郊和“8.24”过程车道沟地基微波辐射仪反演的不同物理量廓线。从图 7a 中可见,“8.14”过程南郊地区雷暴发生前 1 h 左右(当日 11 时),2 km 以上各层温度明显增加(图 7a₁),此时该处对流云团不稳定能量开始释放(图 6a₁),环境大气温度升高;各层水汽密度均有所增加(图 7a₂),特别是中高层(2~8 km) 增加明显,1 h 增加幅度平均达 2 g·m⁻³ 以上,且近地面层水汽密度达到 18 g·m⁻³;液态水含量在 2~6 km 高度迅速升高(图 7a₃),超过 1 g·m⁻³,即形成一个含水量最大区,强降水即将发生。从“8.14”过程车道沟地基微波辐射仪反演的温度、水汽密度、液态水含量廓线上可见(图略),与南郊地基微波辐射仪反演的情况类似;不同的是降水发生前 10 min,各层水汽密度和液态水含量大幅增加,此时对流云团移至车道沟

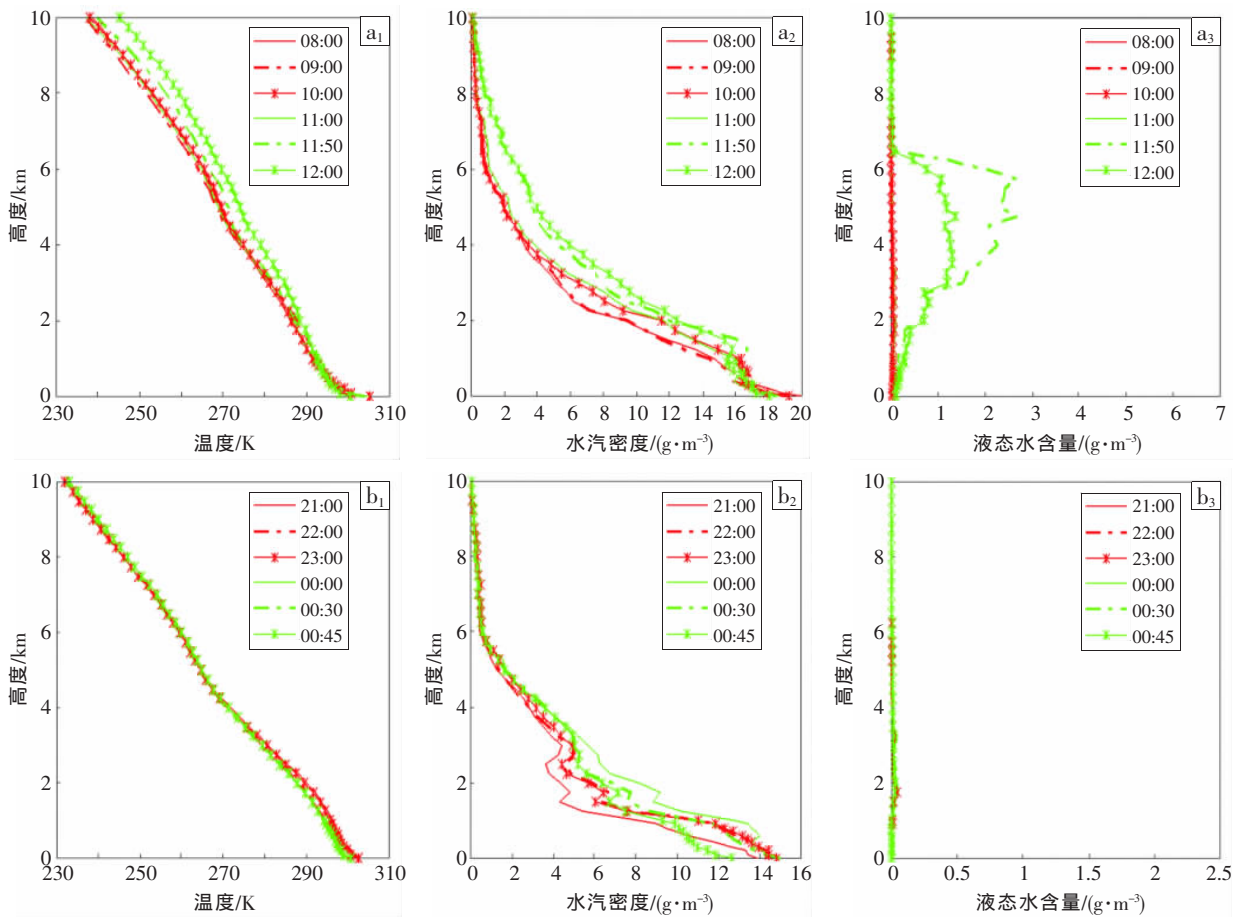


图 7 由北京南郊微波辐射仪反演的 2008 年 8 月 14 日 08:00—12:00 与由车道沟微波辐射仪反演的 8 月 23 日 21:00—24 日 00:45 的温度廓线(a₁, b₁)、水汽密度廓线(a₂, b₂)及液态水含量廓线(a₃, b₃)

图中 12:00 和 00:45 分别为两次过程南郊和车道沟地区的降水开始时刻

上空,环境大气湿度突然升高。

从图 7b 中可见,“8.24”过程车道沟地区雷暴发生前温度廓线无明显变化(图 7b₁),可能与线性对流系统位于北京偏北且移动速度较快有关;水汽密度变化较小(图 7b₂),中低层(1~3 km)水汽略有增加,24 日 00 时的水汽密度相对于 23 日 21 时增加幅度为 $2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,且近地面层水汽密度仅 $12 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,由于雨滴降至地面过程中受干暖空气蒸发影响,不利于降水产生;液态水含量廓线没有变化(图 7b₃),各层液态水含量不超过 $0.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,这可能与此次过程中低层环境场空气较干有关。

从以上分析可知,降水发生前,湿雷暴的垂直湿廓线发生明显变化,从地面到 3 km,水汽密度比干雷暴约高出 $4 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,液态水含量在 3~6 km 激增;干雷暴则相反,湿垂直廓线没有明显变化,各层液态水含量不超过 $0.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。

5 结论与讨论

本文主要利用位于北京车道沟和南郊的两部地基微波辐射仪,并结合加密探空、多普勒雷达等局地非常规观测资料,对发生在北京的两次典型的干湿雷暴过程发生前环境大气温湿层结时间变化特征进行了对比分析。主要结论如下:

(1) 无降雨时,微波辐射仪反演的温度廓线、水汽密度廓线以及相对湿度廓线,随高度的变化趋势与探空观测的基本一致,其中温度廓线的量值偏差最小,相对湿度偏差最大。这些物理量随时间的变化,可用来反映雷暴发生前的不稳定能量与水汽条件。

(2) 两次雷暴过程发生前大气层结曲线具有明显的不同特征。“8.14”过程层结曲线呈“漏斗”型,有利于降水产生,雷暴发生前不稳定能量较高($1\ 621 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$),无对流抑制能,具有较强的热力不稳定;“8.24”过程层结曲线呈“倒 V 字”型,不利于降水产生,对流抑制能较大,需较强的抬升力作用才能发展成强对流。

(3) 两次过程对流不稳定能量积累和释放方式不同。“8.14”过程不稳定能量缓慢积累后逐渐释放,大气层结趋于稳定,雷暴过程结束;“8.24”过程则相反,不稳定能量快速积累并迅速释放,随后重复该过程,不断产生强雷电。此外,湿雷暴不稳定能量达到峰值后开始释放的 0.5—1 h 内,地面降水开始,这一现象有可能对临近预报降水开始时间有一定的指示意义;干雷暴不稳定能量释放较快,其指示意义不明显。

(4) 两次过程温度、水汽密度和液态水含量垂直廓线时间变化特征明显不同。降雨发生前 1 h,“8.14”过程垂直廓线发生明显变化,从地面到 3 km,水汽密度比“8.24”过程约高 $4 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,液态水含量在 3~6 km

高度层激增;“8.24”过程则相反,各垂直廓线没有明显变化,各层液态水含量不超过 $0.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。水汽密度和液态含水量的快速增长,对强降水的临近预报可能有一定的指示意义。

微波辐射仪资料具有较高时空分辨率,能较好反映雷暴发生前环境大气温湿层结演变特征,可弥补探空观测的诸多局限性,更适用于分析生命史较短、移动较快的雷暴天气。但上述结论是否具有普遍意义,还需通过更多资料积累并作进一步论证,充分挖掘其潜在价值,以便将这种高时空分辨率的观测资料更好地运用于业务预报中。此外,该新型探测资料与传统的探空资料的对比检验,仍有待于进一步研究分析。

在本文完成过程中,中国气象局北京市城市气象研究所李炬高工和刘红燕博士曾给予帮助,谨此致谢。

参考文献:

- [1] Cynthia Richard. Dynamics of a thunderstorm outflow [J]. Journal of atmosphere sciences, 1987, 44: 1879–1898.
- [2] Kun Gao, Da-Lin Zhang, Mitchell W, et al. Mesoscale momentum budget in a mid-latitude squall line: A numerical case study [J]. Monthly Weather Review, 1990, 118: 1011–1028.
- [3] Morris L W, Richard R. A theory for strong long-lived squall lines revisited [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 2004, 61(4): 361–382.
- [4] 梁爱民,张庆红,申红喜,等.北京地区雷暴大风预报研究[J].气象,2006, 32(11):73–80.
- [5] 雷蕾.2008 年 7 月 4 日北京一次大暴雨过程的强对流分析[J].气象, 2008,34(S1):100–104,309.
- [6] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理与方法[M].北京:气象出版社, 2000:400–425.
- [7] 李卫英,陈渭民.冀南地区一次强雷暴过程分析[J].气象与环境科学, 2008,31(4):52–57.
- [8] 刘若冰,陈渭民.江苏省南京地区 1 次强雷暴天气过程分析[J].安徽农业科学,2009,37(2):746–748,748–749.
- [9] NOAA Earth Sciences Research Lab. Continuous Upper Air Profiling for Improved Local Weather Prediction [R]. 2009:1–35.
- [10] 刘红燕,李炬,曹晓彦等.遥感大气结构的地基 12 通道微波辐射仪的测量结果分析[J].遥感技术与应用,2007,2(22):222–228.
- [11] 王叶红,赖安伟,赵玉春.地基微波辐射计资料同化对一次特大暴雨过程影响的数值试验研究[J].暴雨灾害,2010,29(3):201–207.
- [12] 魏东,杨波,孙继松.北京地区深秋季节一次对流性暴雨天气中尺度分析[J].暴雨灾害,2009,28(4):289–294.
- [13] 刘志雄,戴泽军,彭菊香,等.基于 LAPS 的一次局地强冰雹过程分析 [J].暴雨灾害,2009,28(4):313–320.
- [14] 廖晓农,俞小鼎,王迎春.北京地区一次罕见的雷暴大风过程特征分析[J].高原气象,2008,27(6):1350–1360.
- [15] 魏东,孙继松,雷蕾,等.用微波辐射仪和风廓线资料构建探空资料的定量应用可靠性分析[J].气候与环境研究 2011,(待发表).
- [16] 王婷婷,王迎春,陈明轩,等.北京地区干湿雷暴形成机制的对比分析 [J].气象,2011,37(2):142–154.