

晴空热对流泡的风廓线雷达探测研究^{*1}

何平¹ 马颖¹ 阮征¹ 王迎春² 李长河² 曹晓彦²

HE Ping¹ MA Ying¹ RUAN Zheng¹ WANG Yingchun² LI Changhe² CAO Xiaoyan²

1. 中国气象科学研究院,北京,100081

2. 北京市气象局,北京,100089

1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

2. Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089, China

2008-01-11 收稿,2008-07-01 改回.

He Ping, Ma Ying, Ruan Zheng, Wang Yingchun, Li Changhe, Cao Xiaoyan. 2010. Study of thermal bubbles in the lower atmosphere based on the data detected using wind profiler radar. Acta Meteorologica Sinica, 68(2):264-269

Abstract The phenomena of thermal bubbles and the heat convection process in the atmospheric boundary layer are studied by using the data from the Wind Profiler Radar (WPR) and Radio-acoustic Sounding System (RASS). A case of thermal bubbles observed by WPR is described and discussed. At the beginning of the heat convection, thermal bubbles associated with a stronger updraft move upward to a higher level. During the strong convective period, it is obvious that the merge of thermal bubbles occur with the vertical velocity, no matter it is upward or downward, more than 1 m/s and the height of convective reached more than 2 km, as well as a closed vertical circulation of about one hour period. In the decay stage of heat convection, the height of convective is decreased, and the vertical movement is getting gentle and lasts for very long time. Thermal bubbles are able to cause fluctuation of temperature with the difference between thermal bubble and its surroundings reached 2–4 °C. The analyses show that WPR is very sensitive to the echo of thermal bubbles. And the high temporal and altitudinal resolutions of WPR make the fine description of the distribution and development of thermal bubbles become possible, and in addition, combining RASS data can also obtain accurately the temperature distribution and its impact on the vertical profiles of surrounding temperature. The preliminary analyses of WPR data, in a certain extent, can help us to further understand the nature of thermal bubbles and the motion characteristics of heat convection in the atmospheric boundary layer. WPR provides an efficient approach to improve the observations of the lower atmosphere, which is beneficial to numerical study of dynamic and thermal processes as well as to improving meso-scale model and precipitation forecast.

Key words Wind Profiler Radar(WPR), Radio-acoustic Sounding System(RASS), Thermal bubble

摘要 文中将风廓线雷达和无线电-声探测系统探测资料用于边界层晴空热对流探测研究。结合探测事例分析了晴空热对流的演变过程和热对流对上层空气的加热效应。在热对流初期,对流高度逐渐抬高,伴有较强上升速度的热对流泡逐渐升高的现象。在热对流旺盛期,热泡合并现象明显,不论是上升还是下沉气流瞬时速度都可以超过 1 m/s,可以在约 2 km 的高度范围内形成一致的上升或下沉运动,并形成闭合环流、周期约 1 h。在热对流消退期,对流高度逐渐降低,上升运动变得相对和缓并维持较长时间。在热对流过程中,热泡运动造成气层温度的起伏,热泡与周围温度差可以达到 2–4 °C。探测结果表明风廓线雷达具有很高的灵敏度,可以探测到晴空热对流泡。并且,风廓线雷达资料具有很高的时间和高度分辨率,可以精细刻画热对流泡的时空分布和演变,配合无线电-声探测系统还可以精确探测热泡温度分布及其对周围温度垂直分布的影响。通过对晴空热对流风廓线雷达探测资料的初步分析,在一定程度上拓展和加深了对热对流泡和边界层热对流运动特征的了解。借助风廓线雷达探测可有效改善低层大气探测,有利于开展低层大气动力与热力过程的数值研究,对于中尺度模式、降水预报的改进等具有重要参考作用。

* 资助课题:2006 年度城市气象科学研究基金、国家自然科学基金(40675019)、行业专项“风廓线雷达关键技术标准体系研究”、863(2007AA061901)项目。

作者简介:何平,主要从事风廓线雷达、天气雷达和地基 GPS 的研究。Email: heping@cams.cma.gov.cn

关键词 风廓线雷达, 无线电-声探测系统, 热对流泡
中图法分类号 P404 P415.2

1 引言

在地面受到太阳强烈加热、并有合适的温度垂直分布配合的条件下,大气边界层中容易出现热对流泡现象(周明煜等,1987;蔡旭晖等,1997)。

借助于声雷达、气象铁塔、探空气球、气象卫星等探测手段,中国气象学家已经开展了热对流泡及其相关探测并进行了卓有成效的模拟研究(赵鸣等,1999;付遵涛等,2002)。近年来,在外场试验的基础上,对热对流泡现象的研究又取得了新进展。徐祥德等(2001)通过对第2次青藏高原大气科学试验资料的分析研究,给出了“青藏高原地-气过程动力、热力结构综合物理图像”,并给出与高原“爆米花”云系相关的湍流运动和对流泡动力、热力结构概念模型。陈陟等(2002)利用多普勒声雷达、低空探测以及卫星观测资料对高原大气边界层内的对流现象进行分析研究并指出:“边界层内可以产生一系列有组织的强湍流‘大涡旋’活动,这些‘大涡旋’形的热泡在向上发展的过程中有的能够发生合并,变得更大也更为猛烈,达到凝结高度以上可形成对流云,并发生充分的对流混合”。

热对流泡属于小尺度现象。以往对其进行高密度的观测是比较困难的。多普勒声雷达是探测边界层的一种比较理想的设备,但是因为声波的波长较长以及声波的传输衰减很大,所以声雷达探测存在高度分辨率不够和探测高度有限的不足(潘乃先,1997;徐小峰等,2006)。采用气象卫星可以了解热对流的平面分布,但是只有等到产生对流云之后才能在图像中得以反映,并且无法详细确定其垂直结构。

本文利用风廓线雷达(Wind Profiler Radar, WPR)这一新兴探测手段对热对流泡现象进行了初步分析。WPR是利用大气湍流对电磁波的散射对大气进行探测的遥感设备。WPR具有非常高的灵敏度,比天气雷达的灵敏度一般要高出1000倍以上。WPR可以提供包括水平风、垂直风在内的多种垂直廓线形式的资料。其探测资料具有很高的垂直分辨率和时间分辨率,垂直分辨率在几十米到百米,时间分辨率一般在1—10 min。WPR的探测方式及其数据特点决定了WPR特别适合中小尺度天气现象和天气过程的探测,高时空分辨率的垂直廓线

数据可以详细刻画天气现象和过程的垂直结构及其演变规律(张朝林等,2002;刘淑媛等,2003;王欣等,2005)。

WPR可以获取大气风和湍流等多种信息,但是不能直接得到大气温度层结信息。为了在获取大气风场信息的同时得到大气温度层结数据,常将风廓线雷达和无线电-声探测系统(RASS)配合使用。WPR与RASS联合测温的原理,简而言之就是在RASS向垂直方向发射声波的同时,用WPR测量声波波振面的移动速度,通过声速与温度的关系,得到大气温度垂直廓线数据。

需要说明RASS测量的是大气虚温。虚温的概念是:具有与湿空气密度及压强相同的干空气的温度,称为该湿空气的虚温。如果湿空气的实际温度为 T 、比湿为 q ,则其虚温(T_v)近似为 $T_v = (1 + 0.61q)T$ 。可见,因为水汽的存在,湿空气的虚温一定比其实际温度高。湿空气的实际温度与其虚温存在偏差,偏差大小与水汽含量多少有关,只有在比湿为零的时候,虚温才等于气温。风廓线雷达探测时,因为无法直接测量空气中的水汽含量,也就得不到确切的湿空气分子量,所以风廓线雷达通过实测的声速计算温度时采用的是干空气的分子量,相应得到的是虚温而不是气温。

经过几十年的发展,风廓线雷达探测技术已经成熟。在过去的10年里,中国在风廓线雷达制造技术方面取得了巨大的成功,相继自主研发了多种类型的可供业务与科研使用的风廓线雷达(何平,2006)。本文用国产风廓线雷达探测资料,对边界层热对流的运动特征进行了初步分析,在一定程度上拓展和加深了对热对流泡和边界层热对流的了解。

2 设备与资料

CFL-08是航天科工集团研制生产的相控阵体制风廓线雷达。它的设计探测高度为8 km,属于低对流层风廓线雷达。CFL-08采用5个固定指向波束的探测方式,1个垂直波束,4个天顶角为 15° 的倾斜波束,倾斜波束在方位上均匀正交分布。为了兼顾探测高度和低层的高度分辨率,CFL-08采用高、低两种工作模式。低模式使用窄脉冲、高度分辨率为120 m,高模式使用宽脉冲、高度分辨率为240 m。两种工作模式交替进行,在保证低空具有较高高度分辨

率的同时可以达到较高的探测高度。表 1 列出了 CFL-08 的主要技术参数和缺省探测参数。

表 1 CFL-08 风廓线雷达主要技术参数
Table 1 Main technical parameters of the CFL-08
wind profiler radar

| 参数名称 | 参数 | 参数名称 | 高模式参数 | 低模式参数 |
|------|--------|--------|-----------|-------------|
| 雷达波长 | 674 mm | 脉冲宽度 | 4 μ s | 0.8 μ s |
| 波束宽度 | 5° | 最低探测高度 | 1950 m | 150 m |
| 波束数 | 5 | 脉冲重复频率 | 20 kHz | 10 kHz |
| 天线增益 | 29 dB | 高度分辨率 | 240 m | 120 m |
| 辐射单元 | 振子 | 相干积累次数 | 200 | 50 |
| 接收机 | 数字中频 | FFT 点数 | 512 | 256 |

根据雷达波长、脉冲重复频率、相干积累次数和 FFT 点数可以算出缺省条件下 CFL-08 风廓线雷达测速精度为 13.2 cm/s。出于成本的考虑,相控阵体制风廓线雷达的波束宽度一般比较宽。与天气雷达比较,天气雷达的波束宽度一般为 1°,而对流层风廓线雷达的波束宽度一般在 5°左右。波束宽度决定了采样体积的大小。当波束垂直指向时,采样体积的水平尺度为 $L = \theta h$, θ 是波束宽度, h 是探测高度。水平尺度随探测高度的增加而线性增加。根据 CFL-08 的波束宽度,其采样体积的水平尺度在 1 km 时约为 90 m,探测高度每增加 1 km、水平尺度增加 90 m。

本文用设在北京延庆的 CFL-08 风廓线雷达

(同时配有 RASS)资料,对 2006 年 8 月 21 日的晴空热对流过程进行了分析研究。WPR 的测速精度为 13.2 cm/s。WPR 数据的时间分辨率为 3—4 min, RASS 得到的虚温垂直廓线数据的时间分辨率为 30 min。WPR 和 RASS 数据的高度分辨率都是 120 m。

3 热对流运动特征

风廓线雷达探测的垂直速度数据常采用“高度-时间”序列方式显示,即纵坐标为高度、横坐标为时间,每次垂直风探测结果按彩色等级显示为一列,并按观测时间先后顺序排列。“高度-时间”序列的显示方法有利于反映垂直速度的时间、高度变化,所以被普遍采用。

受太阳加热作用,低层大气的许多物理量都存在明显的日变化。由图 1 给出的垂直速度“高度-时间”序列观测数据可以看出:晴空热对流天气下的垂直速度及其扩展高度同样存在比较明显的日变化。从日出到午前,垂直速度随着太阳加热作用的逐渐加强相应加强、扩展高度逐渐升高。中午到 15 时左右是太阳加热最强烈的时段,也是气流垂直运动速度最强、扩展高度最高的时段。15 时左右以后,热对流活动逐渐减弱,气流垂直运动速度的强度和扩展高度随之降低。

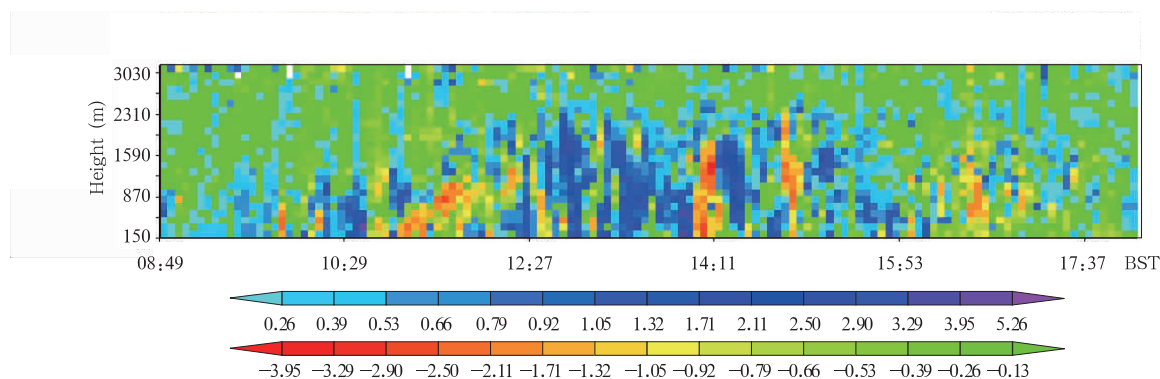


图 1 2006 年 8 月 21 日 08—17 时垂直速度“高度-时间”序列
(高度间隔 120 m; 时间间隔 3—4 min。垂直速度以彩色等级表示,暖色调(绿到红)表示上升运动,冷色调(青到紫)表示下沉运动。图中每一列对应一次垂直风廓线的探测结果)

Fig. 1 Height-time sequence of the vertical velocity for 08:00–17:00 BST
21 August 2006, from CFL-08 WPR

(The colour grades of green-red denote the upward motion and the ones of blue-purple denote the downward motion.

The every column in the figure is corresponding to a single vertical detection of vertical wind profile.

The height is in the interval of 120 m and the time is in the interval of 3—4 min)

从图 1 还可以清晰地看到,11—12 时有一个“较强上升速度回波区”,从中可以分辨出 3 个强中心。第 1 个强中心(11 时 05 分)最大上升速度 2.2 m/s、所在高度为 270 m;第 2 个强中心(11 时 23 分)最大上升速度 2.6 m/s、所在高度 750 m;第 3 个强中心(12 时)最大上升速度 1.8 m/s、所在高度 1230 m。图 2 给出了与第 2 个强中心对应时刻的垂直速度廓线。可见在 1 km 以下高度为上升气流,1—3 km 高度以下沉气流为主。

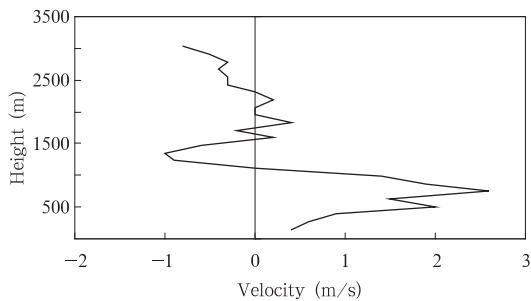


图 2 2006 年 8 月 21 日 11 时 23 分北京延庆垂直速度廓线(负值为上升,正值为下降)

Fig. 2 Profile of the vertical velocity at 11:23 BST, 21 August 2006, for Yanqing, Beijing (the negative is for the upward and the positive is for the downward)

根据“较强上升速度回波区”垂直速度的等值线图(图 3)可以判定:从 11 时到 12 时的较强上升速度回波区是 3 个上升速度较大的热泡。3 个热泡中心最大速度对应时刻分别为 11 时 05 分、11 时 23 分和 11 时 59 分。并且 11 时 05 分热泡与 11 时 23 分热泡 1 m/s 速度等值线重合,表明两热泡已经出现了合并现象。3 个热泡的中心上升速度都在 1 m/s 以上。热泡的时间尺度约 20 min。以 1 m/s 速度等值线的高度范围估算,热泡的垂直尺度约 600 m。风廓线雷达可以直接测量热泡的时间尺度和垂直尺度,水平尺度则需要根据时间尺度和水平风进行估计。在上述 3 个热泡出现的时间和高度范围内,水平风平均约 1 m/s,由此可以估计热泡的水平尺度在 1 km 左右。

从图 4 可以看出,热泡内的温度明显高出同高度周围空气的温度(约高出 2—4 °C),在小范围内形成一个温度脊。温度脊出现的时间和高度与上述“较强上升速度回波区”相对应。

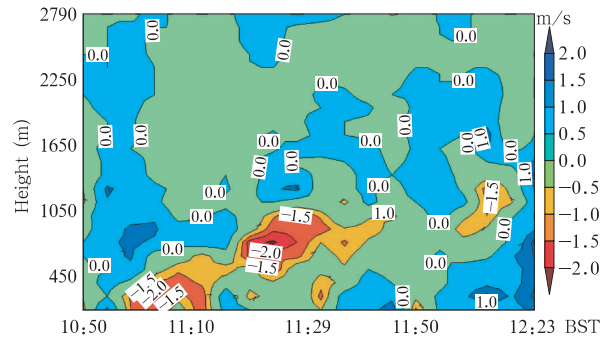


图 3 10 时 50 分至 12 时 23 分垂直速度等值线
Fig. 3 Contours of the vertical velocity from 10:50 to 12:23 BST 21 August 2006

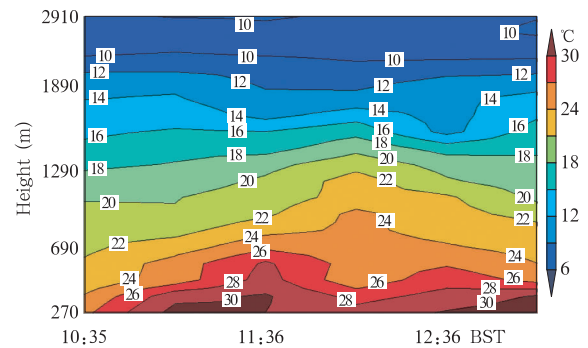


图 4 10 时 35 分到 13 时 05 分虚温等值线
Fig. 4 Contours of the virtual temperature from 10:35 to 13:05 BST 21 August 2006

午后进入热对流活动的旺盛期。热对流旺盛期的垂直运动表现出与热对流初期明显不同的特征。从图 1 中可以总结出显著特征:(1)首先是上升或下沉的速度加大很多,在某一高度上瞬时速度可以达到 1—4 m/s。(2)其次是热泡合并现象加强,通过热泡的合并 1—2 km 的高度内维持一致的上升气流。(3)在强烈的上升运动前后,伴有强烈的下沉运动。

由图 1 可见,在热对流旺盛期先后出现两次特别强的上升气流,分别出现在 14 时和 15 时前后,其中 14 时的热对流最强,上升气流持续 20 min。从 13 时 30 分至 15 时 30 分的垂直速度等值线(图 5)可见,14 时前后的强上升气流由 2 个合并的热泡构成。其中一个热泡中心处在 1350 m 的高度,上升速度高达 4.46 m/s。另一个热泡中心处在 150 m 高度以下,上升速度大于 2.7 m/s。由图 5 还可以看出,15 时前后的强上升气流应当是由 4 个合并的热泡构成。

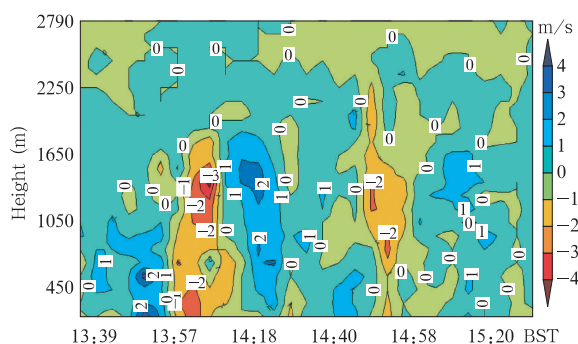


图 5 13 时 30 分至 15 时 30 分垂直速度等值线 (暖色上升, 冷色下降)

Fig. 5 Contours of the vertical velocity from 13:30 to 15:30 BST 21 August 2006

在强上升气流的周围一般伴有强下沉气流。最强的上升气流出现在 14 时,在此前后都伴有较强的下沉气流。图 6 是 13 时 50 分的垂直速度探测结果,在 2.5 km 的高度范围内为一致的下沉气流,在 150 m 的高度,下沉速度达 3.8 m/s。

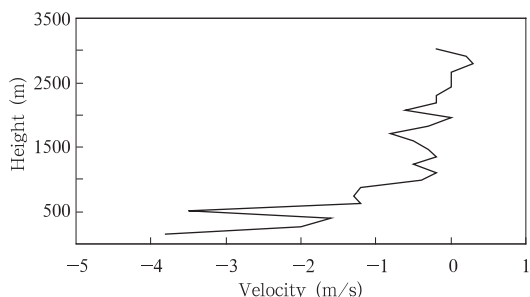


图 6 13 时 50 分垂直速度廓线 (负值上升, 正值下降)

Fig. 6 Profile of the vertical velocity at 13:50 BST 21 August 2006 (the negative is for the upward and the positive is for the downward)

比较热对流旺盛期的上升与下沉气流。(1)就瞬时速度而言,一般上升速度比下沉速度更强。(2)因为空气的连续性,某一区域空气的上升必然伴随周围空气的填补,所以较强上升气流的周围一般存在较强下沉气流。(3)从气流速度与持续时间方面看,上升运动一般比下沉运动强烈,但是比下沉运动维持时间短。

根据以上的分析,对于充分发展的晴空热对流可以得出如图 7 的概念模型:在约 2 km 的高度范围内形成上升与下沉闭合环流,闭合环流周期约 1

h,其中强上升气流持续时间约 10—20 min。瞬时上升速度与下沉速度可以达到 1—4 m/s。

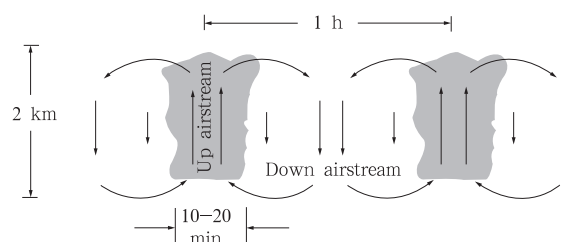


图 7 低层大气晴空对流环流概念模型

Fig. 7 Conceptual model of the circulation in the lower clear atmosphere

热对流引起边界层温度场的波动,图 8 是 21 日的虚温廓线图。图中 3 次比较大的温度波动恰好与 3 次较强的上升气流相对应(参见图 1 垂直速度廓线)。温度波动的幅度在 2 °C 以上,热对流作用的结果是向上层大气输送了大量的热能。从图 8 可以看出温度等值线有随时间抬高的现象,气层在日落后仍维持较高的温度。以 22 °C 等温线为例,上午的平均高度为 750 m,夜间的平均高度为 990 m。

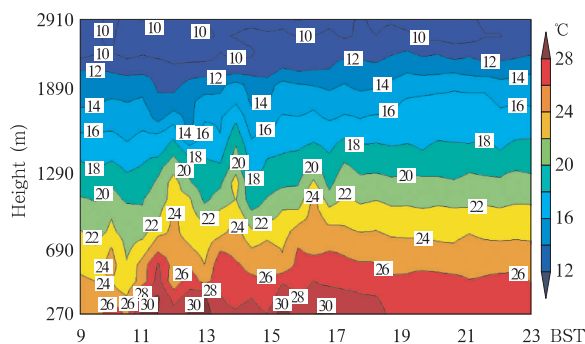


图 8 21 日的虚温廓线

Fig. 8 Contours of the virtual temperature on 21 August 2006

图 9 是 21 日全天 270 m 高度处虚温变化曲线。受太阳加热作用,上午虚温逐渐升高,15 时 30 分达到最大值 31.3 °C,此后逐渐下降。与热对流的上升与下沉运动相对应,不论是在虚温的上升时段、还是在虚温的下降时段,都是以波动的方式进行。热对流大大加快了热量的传递速度。9 时 30 分虚温为 24.6 °C,11 时升到 30.8 °C。日落后热对流活动减弱,从 19 时到午夜虚温的变化很小,变化范围在 1 °C 以内。

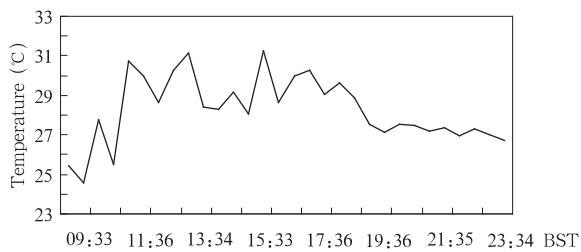


图9 270 m 高度处虚温曲线

Fig. 9 Virtual temperature at the height of 270 m

4 结 论

风廓线雷达具有非常高的灵敏度和很高的时间及高度分辨率,可以探测到晴空热对流泡及其合并现象,并能精细刻画对流泡的时空分布和发展演变。配合 RASS 还可以精确探测热泡对温度场时空分布的影响。不足之处是 WPR 不能准确测定热泡的水平分布,但是通过 WPR 的连续观测可以对热泡的水平尺度进行大致的估计。

热对流活动引起低层大气结构变化,这些变化在风廓线雷达观测的各种数据序列中有着不同程度的反映。其中垂直速度的变化非常显著。垂直速度的强弱、扩展高度、持续时间、时空分布等都随对流活动状况的发展而变化。通过本文的分析可以得出如下结论:

(1) 晴空热对流下的垂直速度存在明显的日变化。日出到午前,随太阳对地面的加热作用,热对流活动逐渐加强,垂直上升气流逐渐加强,扩展高度逐渐升高。在热对流最旺盛时段,热泡合并现象明显,通过热泡合并并在很高的范围内形成一致的强上升气流,垂直速度的最大值出现在午后 14 时左右。在热对流将要结束的时段,上升运动较缓、持续时间较长。

(2) 在热对流最旺盛时段,可以在相当高的高度范围内(比如 2 km)呈现上升与下沉气流的闭合环流,周期约 1 h,其中上升气流持续的时间约 10—20 min。瞬时上升与下沉气流都可以达到 1—4 m/s。

(3) 热对流作用的结果引起温度场的波动,温度波动的幅度在 2°C 以上,并向上层大气输送大量的热能。

在晴空热对流过程中,垂直速度的强弱、扩展高度等特征受温度层结的制约,反之,热对流也会引起温度层结的变化。两者存在相互影响、相互作用的关系。根据虚温探测资料,在 2.5 km 以下为中性,2.5 km 以上存在一个稳定层,所以上升气流被限制在 2.5 km 以下。热对流引起局部小范围空间的不稳定,但是没有改变大背景温度场的性质,所以晴空热对流没有造成局地降水。

本文分析的是北京夏季比较常见的热对流现象。对这一问题的分析有助于对了解低层大气的动力与热力过程,对局地热对流引起的降水预报具有实际应用价值。

参考文献

- 蔡旭晖,陈家宜. 1997. 对流边界层中泡状结构的大涡模拟研究. 大气科学, 21(2): 223-230
- 陈陟,徐祥德等. 2002. 我国西部高原大气边界层中的对流活动. 应用气象学报, 13(2): 142-145
- 付遵涛,李昕等. 2002. 大气边界层湍流速度场的层次结构分析. 地球物理学报, 45(z1): 30-36
- 何平. 2006. 相控阵风廓线雷达. 北京:气象出版社. 200pp
- 李响英,宇如聪等. 2008. 一次热对流降水成因的分析和模拟. 气象学报, 66(2): 190-202
- 刘淑媛,郑永光,陶祖钰. 2003. 利用风廓线雷达资料分析低空急流的脉动与暴雨关系. 热带气象学报, 19(3): 285-290
- 潘乃先. 1997. 由声雷达回波反演湍流场结构系数. 应用气象学报, 8(4): 477-484
- 王迎春等. 2002. 北京地区中尺度非静力数值预报产品释用技术研究. 应用气象学报, 13(3): 312-321
- 王欣,卞林根,彭浩. 2005. 风廓线仪系统探测试验与应用. 应用气象学报, 16(5): 693-698
- 徐小峰,翁宁泉,肖黎明等. 2006. 合肥郊区大气边界层垂直风速的声雷达探测. 大气与环境光学学报, 1(2): 101-104
- 张朝林,王迎春. 2002. 北京地区风廓线仪布网方案的数值研究. 气象学报, 60(6): 786-791
- 赵鸣,黄新兵. 1999. 关于边界层阻力定律在非定常均匀条件下的推广. 气象学报, 57(1): 45-55
- 周明煜,吕乃平. 1987. 大气对流边界层热力湍流过程的研究. 气象学报, 45(4): 451-458
- 周明煜,钱粉兰,陈陟等. 2002. 西藏高原斜压对流边界层风、温、湿廓线特征. 地球物理学报, 45(6): 112-120
- Xu X D, Zhou M Y, Chen J Y, et al. 2002. A comprehensive physical pattern of land-air dynamic and thermal structure on the Qinghai-Xizang Plateau. Sci China(Ser D), 45(7): 577-594