

张迎新,张守保. 2009 年华北平原大范围持续性高温过程的成因分析[J]. 气象, 2010, 36(10): 8-13.

# 2009 年华北平原大范围持续性高温过程的成因分析<sup>\*</sup>

张迎新<sup>1,2</sup> 张守保<sup>2</sup>

1 河北省气象台, 石家庄 050021

2 河北省气象与生态环境实验室, 石家庄 050021

**提 要:** 使用 NCEP 再分析、常规和非常规观测资料对一次华北平原大范围持续性高温过程的成因进行分析。得出: 中高层大陆高压(脊)、850 hPa 高温区的稳定少动是此次持续性高温天气形成和维持的原因。高温持续期间地面以两种天气形势为主, 一是华北地区处于低压带或低槽中, 二是在我国西北地区生成的地面低压向东伸展与移动, 华北地区处于低压前部。对高温范围及强度最强的 24—25 日期间, 引起局地温度变化的各项因子进行了定量估算。结果显示: 平流项在升温过程中作用较小, 垂直输送项比较重要, 在此次过程的升温中所占比例约 30%; 非绝热加热项作用较大, 在此次过程的升温中所占比例约 41%。因此在实际业务预报中, 应重点考虑垂直输送项和非绝热加热项的作用。

**关键词:** 持续性高温, 成因分析, 定量评估

## Causation Analysis on a Large-Scale Continuous High Temperature Process Occurring in North China Plain

ZHANG Yingxin<sup>1,2</sup> ZHANG Shoubao<sup>2</sup>

1 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

2 Hebei Meteorological and Eco-Environmental Monitoring Laboratory, Shijiazhuang 050021

**Abstract:** Using conventional and unconventional observation data, with NCEP reanalysis data, a large-scale continuous high temperature process occurring in North China Plain was studied. Some results were shown as follows: High-pressure (ridge) in the upper-level, stable high-temperature zone on 850 hPa and the low pressure generated in Northwest China with surface stretching or moving eastward are the causes for the formation and maintenance of the sustained high temperatures process. Meanwhile, the quantitative values of the advection term, perpendicular term and non-adiabatic term leading to local temperature variations are estimated. The advection term varies complicatedly, but it plays a very weak role. The perpendicular term leads to temperature increase by 30% in this process. The local temperature increment is mainly from the non-adiabatic term, and it plays a significant role (about 41% in this process) in local temperature increment. Therefore, in the operational forecast, the role played by advection can be ignored, the perpendicular term and non-adiabatic term should be focused and considered.

**Key words:** continuous high temperature, causation analysis, quantitative estimate

## 引 言

高温热浪的形成往往是特定的天气系统下的产物, 在华北地区, 形成高温热浪的天气系统主要有副

热带高压、大陆暖高压(脊)、热低压、弱冷锋(华北干槽)等。关于华北地区高温天气的研究很多, 王迎春等<sup>[1]</sup>统计分析了北京夏季高温闷热天气的季节内的分布特征, 得出北京地区高温主要出现在 6 月下旬至 7 月上旬。赵世林等<sup>[2]</sup>曾对石家庄高温闷热天气进

\* 国家自然科学基金项目 40875024、河北自然科学基金项目 D2008001282、河北科委重点项目 052435183D、中国气象局新技术推广项目 CMATG2009MS13、CMATG2009YB05 共同资助

2009 年 9 月 13 日收稿; 2010 年 3 月 24 日收修定稿

第一作者: 张迎新, 主要从事天气预报技术研究. Email: zhangyx92005@yahoo.com.cn

行了气候统计,给出了发生高温天气的典型环流形势。谢庄等<sup>[3]</sup>曾对 1999 年的北京极端高温天气个例进行研究,指出大陆副热带高压是造成这次极端高温的天气系统,空气的下沉绝热增温作用是形成高温的主要机制。孙建华等<sup>[4]</sup>则对华北和北京酷暑天气进行了数值模拟,探讨了河套高压的形成机理和北京高温天气的联系。史印山等<sup>[5]</sup>对京津冀高温天气的时空分布及环流进行了分析。以上研究大都侧重高温天气的大气环流形势分析、形成机理及华北高温统计特征等,分析过程中多着眼于定性分析,对高温天气中各项因子所起作用的大小缺少评估。

众所周知,暖气团的强度是某地是否出现高温天气的重要先决条件。由热力学方程可知:温度的局地变化是温度平流、垂直运动、变压和气压平流、非绝热加热因子等项共同作用的结果。因此暖平流、下沉运动、太阳辐射等增温作用是实际预报中常常考虑的因素。文献[6]通过对安徽沿江高温和降水实例,估算了平流项、垂直项,并推算了非绝热项的大小,以此来说明各个因子在温度局地变化中的作用。本文试图使用常规和非常规观测资料(包括辐射观测资料),结合使用 NCEP 再分析资料,对 2009 年 6 月 20 日至 7 月 4 日华北持续性高温过程进行分析和估算,找出此次过程中高温形成的关键因子。

## 1 过程描述

2009 年 6 月 20 日至 7 月 4 日华北平原出现了持续性、大范围高温炎热天气,高温持续的日数属 1949 年以来少见的。以石家庄市为例,日最高气温

高于 37 °C 的高温日数达到 13 天,6 月 24、25 和 29 日出现了 40 °C 以上的高温,其持续时间之长为自 1955 年建站以来之最。特别是 6 月 23—25 日,华北南部地区连续 3 天出现超过 40 °C 的酷热天气(图 1)。6 月 23 日,40 °C 以上的高温范围较小,仅出现在河北西南部和河南北部(图 1a),6 月 24、25 日高温范围向四周扩大,至 6 月 25 日高温范围达最大,超过 40 °C 的范围位于河北中南部、河南中北部、山东北部和西部(图 1c)。以河北为例,6 月 24、25 日,河北省境内近 1/3 的站点(24 日有 44 站、25 日有 47 站)超过 40 °C,居历史同期前 10 位,26 站突破了该站有气象观测记录以来的最高值;其中邢台市沙河站日最高气温高达 44.4 °C,突破了河北省日最高气温历史极值。

此次持续性大范围的高温天气过程对部分地区的供电、供水、农产品供应、果树及作物生长发育等造成了一定不利影响;由于持续高温炎热,蒸发量大,大部分地区旱情加重,据河北省抗旱办监测,仅河北省受旱面积达  $115 \times 10^4 \text{ hm}^2$ 。6 月 23 日,郑州市用水量为  $82.35 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,为 5 年来最高。6 月 24 日,河北石家庄用电负荷达到  $454.5 \times 10^4 \text{ kW}$ ,创 2009 年入夏以来用电负荷新高;6 月 25 日,河南省电网最高供电负荷达到  $2930 \times 10^4 \text{ kW}$ ,比 2008 年最高负荷高出  $115 \times 10^4 \text{ kW}$ ,日用电量达到 6.24 亿度,比 2008 年最高增长 4.6%,均创历史新高。持续高温天气给人体健康的带来不利影响。河南省郑州市 6 月下旬因遭受高温袭击,4 天内就接到中暑报诊 66 起,其中有 4 位老人因高温猝死。

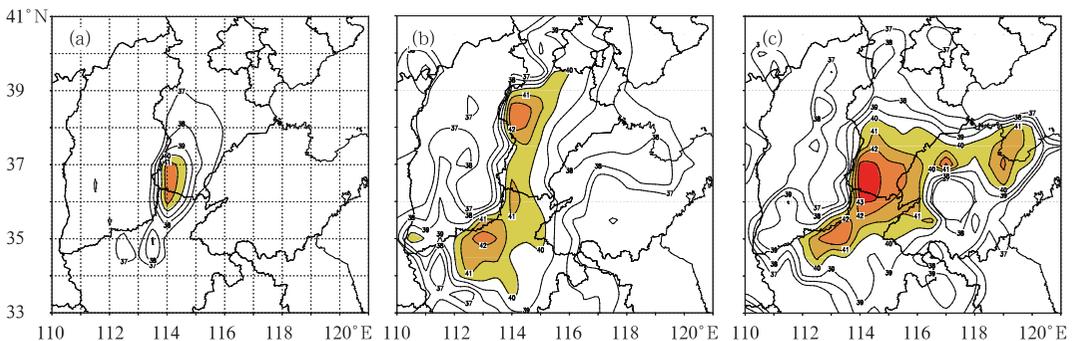


图 1 2009 年 6 月 23—25 日最高气温分布(阴影区  $\geq 40 \text{ }^\circ\text{C}$ )

(a) 23 日; (b) 24 日; (c) 25 日

Fig. 1 Distribution of maximum Temperature during June 23—25, 2009 (shaded  $\geq 40 \text{ }^\circ\text{C}$ )

(a) June 23, (b) June 24, (c) June 25

## 2 天气条件概述

使用 NCEP( $1^\circ \times 1^\circ$ )再分析资料计算 2009 年 6

月 20 日至 7 月 4 日逐日 20 时平均高度、温度场、湿度场、海平面气压场等。与文献[5]对比基本一致,但略有不同。200 hPa(图 2a)南压高压与中纬度西风带高压脊叠加控制了我国  $35^\circ\text{N}$  以南的大部分地

区,与之配合,温度场上为一暖中心。500 hPa 平均高度场(图 2b),亚欧中高纬度为两槽一脊型,槽分别位于西伯利亚至巴尔喀什湖以西和我国东北经朝鲜至东部沿海一带,脊位于贝加尔湖地区。华北地区上空为脊前西北气流控制。

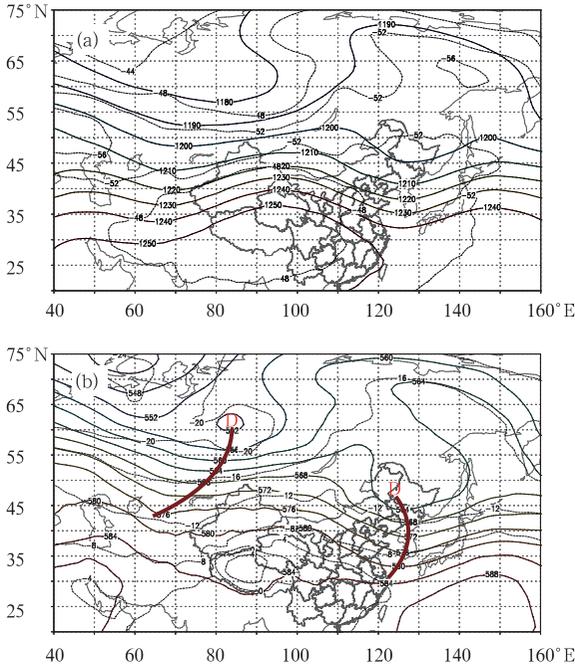


图 2 2009 年 6 月 20 日至 7 月 4 日逐日 20 时平均高度场 (a) 200 hPa; (b) 500 hPa

Fig. 2 The height fields (unit: dagpm, solid) at 20:00 BT daily averaged over 20 June to 4 July, 2009 for (a) 200 hPa and (b) 500 hPa. Dashed lines for temperature in  $^{\circ}\text{C}$

700 hPa(图 3)与 500 hPa 形势相似,在河套地区上空是高压脊控制但无闭合高压环流,与文献[4]总结的华北地区持续性高温天气出现时 700 hPa 有一 312 dagpm 的闭合河套高压略有不同。由 850 hPa 平均温度图(图略)可知,暖中心自我国西北地区向华北伸展,20  $^{\circ}\text{C}$  等温线控制华北平原,24  $^{\circ}\text{C}$  等温线控制华北西部地区,28  $^{\circ}\text{C}$  的暖中心位于我国西北地区。在高温最严重的 6 月 23—25 日 850 hPa 平均温度图上,32  $^{\circ}\text{C}$  的暖中心位于我国西北地区,24  $^{\circ}\text{C}$  等温线向东伸展控制河北大部、山东大部、河南大部与日最高气温大于 40  $^{\circ}\text{C}$  的高温区配合较好。平均地面气压场(图略),低压自西北向东伸展到华北平原,但在河套地区为一相对弱高压,此弱高压对应几次弱冷空气南下。分析逐日地面图,高温持续期间,大部分时段是:低压有从新疆东部东移到蒙古国西部后折向河套,到达河套地区后缓慢移动的过程,华北平原受低压控制或低压前部的偏南气流控制。25 日(出现河北省历史极值),14 时低压中心位

于 108 $^{\circ}\text{E}$  的中蒙边界附近,中心气压值达 991.9 hPa。低压势力庞大,覆盖我国西北地区大部、华北大部、蒙古国大部。

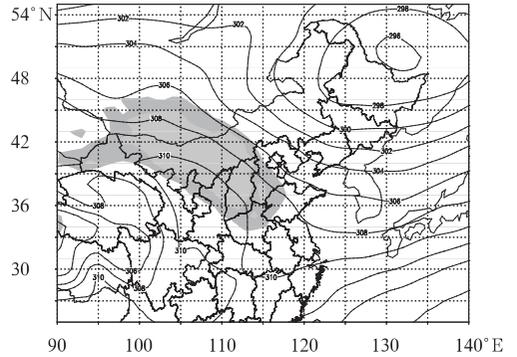


图 3 2009 年 6 月 21 日至 7 月 4 日逐日 14 时 700 hPa 平均高度场和 400 hPa 以下平均相对湿度场 (阴影区  $\text{RH} \leq 35\%$ )

Fig. 3 Mean height field (unit: dagpm, solid) on 700 hPa and mean relative humidity from 1000 hPa to 400 hPa at 14:00 BT daily averaged over 21 June to 4 July, 2009 (shaded  $\text{RH} \leq 35\%$ )

高温持续期间,整层空气比较干燥(图 3 阴影),400 hPa 以下整层平均相对湿度  $\leq 35\%$  干区沿脊前西北气流伸展到华北平原大部。由于大气中水汽主要集中在低层大气中,制作了 700 hPa 以下层平均相对湿度沿 114 $^{\circ}\text{E}$  的时间-纬度剖面图(图 4 阴影)。由图 4 可见:在持续高温出现的 35 $^{\circ}$ ~40 $^{\circ}\text{N}$  地区,对流层低层平均相对湿度基本在 40% 以下。在出现 40  $^{\circ}\text{C}$  以上高温的 23—25 日期间,平均相对湿度在 20% 以下。对应 850 hPa 温度(图 4,等值线)高温期

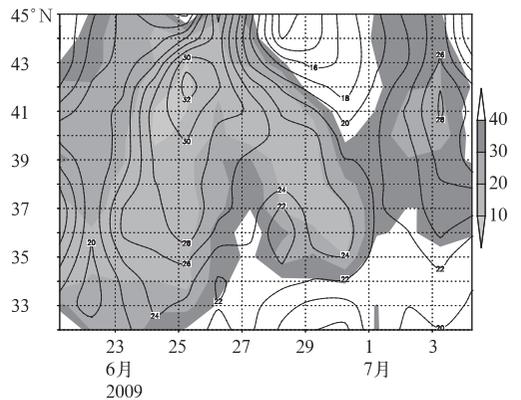


图 4 2009 年 6 月 21 日至 7 月 4 日逐日 14 时沿 114 $^{\circ}\text{E}$  的 1000~700 hPa 平均相对湿度(阴影)和 850 hPa 温度(等值线)的时间-纬度剖面

Fig. 4 Cross section of mean relative humidity between 1000 and 700 hPa (shaded) and 850 hPa temperature (contour in  $^{\circ}\text{C}$ ) along 114 $^{\circ}\text{E}$  at 14:00 BT daily averaged over 21 June to 4 July, 2009

间均大于  $20^{\circ}\text{C}$ , 大部分时间段高于  $24^{\circ}\text{C}$ 。在出现  $40^{\circ}\text{C}$  以上高温的 23—25 日期间, 850 hPa 温度在  $26^{\circ}\text{C}$  以上, 大部分时段在  $28^{\circ}\text{C}$  以上。因此高温持续期间为干暖气团控制。

高温持续期间地面以两种天气形势为主, 大部分时段华北地区处于低压带或冷锋前的低槽中(以 21 日为例, 图 5a, 此天气形势下, 太行山焚风效应与高温天气的出现密切相关)。在高温范围大和强度最强的 23—25 日, 青藏高原北侧新疆中部至内蒙古西部维持一热低压带。随后, 地面低压区加强并东伸和移动, 在河套及西部地区形成闭合热低压(以

25 日为例, 图 5b), 这也是华北地区大范围的高温过程的典型形势。

总之, 高温持续期间, 华北上空受深厚的大陆高压脊前西北气流控制, 天气晴好; 地面以两种天气形势为主, 一是华北地区处于低压带或低槽中, 二是在我国西北地区生成的地面低压向东伸展与移动, 华北地区处于低压前部, 受偏南气流控制; 从温度场和湿度场分析为干暖气团。因此中高层大陆高压(脊)、850 hPa 的高温区的稳定少动是此次持续性高温天气形成和维持的原因。

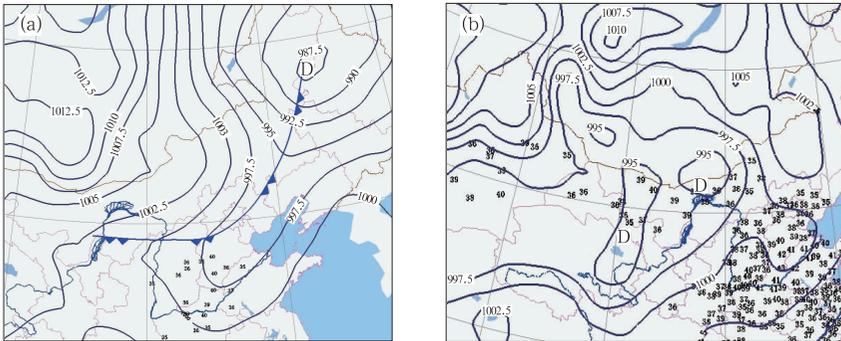


图 5 2009 年 6 月 21 日 08 时(a)和 2009 年 6 月 25 日 08 时(b) 地面形势场与当日最高气温大于  $35^{\circ}\text{C}$  高温填图

Fig. 5 Surface weather chart and distribution of maximum temperature  $>35^{\circ}\text{C}$  at (a) 08:00 BT 21 June 2009, (b) 08:00 BT 25 June 2009

### 3 温度局地变化的定量估计

为寻找影响温度局地变化的因子, 即确定高温天气中关键因子, 有必要定量估计影响温度局地变化的各项。

根据天气学原理, 热力学方程可转换成:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T - (\gamma_d - \gamma) \cdot \mathbf{W} + \frac{\gamma_d}{\rho g} \left( \frac{\partial P}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla p \right) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \quad (1)$$

即温度的局地变化是温度平流、垂直输送项、变压和气压平流、非绝热加热因子项(夜间对增温有相反作用)共同作用的结果。根据尺度分析可知, 由于气压变化引起温度变化的尺度最小, 因此可忽略不计。故式(1)可成为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T - (\gamma_d - \gamma) \cdot \mathbf{W} + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \quad (2)$$

以高温范围和强度均较强的 6 月 24、25 日为例, 分别给出温度平流项、垂直输送项和非绝热加热项对温度局地变化的定量估计并讨论各项在升温过程中的作用。

#### 3.1 温度平流项

图 6a 可见, 大于  $40^{\circ}\text{C}$  的高温酷热区位于  $114^{\circ}\text{E}$  附近, 故沿  $114^{\circ}\text{E}$  做温度平流的剖面(图 6b)。从剖面图可见, 对应河南北部高温中心( $35^{\circ}\text{N}$  附近), 600 hPa 以下基本为暖平流区, 在 600~700 hPa 间暖平流最强, 近地面层为弱冷平流( $-1 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1} < -\mathbf{V} \cdot \nabla T < 0$ );  $4 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$  的暖中心在 650 hPa, 与河南的高温区中心叠置。石家庄附近的高温区( $37^{\circ} \sim 39^{\circ}\text{N}$ ), 在剖面图上表现为 600~800 hPa 为暖平流, 850 hPa 以下为弱冷平流( $-1 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1} < -\mathbf{V} \cdot \nabla T < 0$ ); 在 700 hPa(图 6a)是一暖平流次中心(中心值  $\geq 2 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$ )。以上分析得到: 在高温区上空, 暖平流层出现在边界层以上的中低层。以图 5b 中所示最大暖平流  $4 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$  计算, 可估算由于暖平流作用 6 小时升温约  $0.86^{\circ}\text{C}$ , 与南北向高温分布对应, 选取北京、石家庄、邢台、郑州 4 站的平均来进行估算(最高气温出现在河南沁阳站  $43.4^{\circ}\text{C}$ , 河北石家庄西部的平山站为  $43.3^{\circ}\text{C}$ ), 24 日 08 时平均气温  $29.4^{\circ}\text{C}$ , 14 时平均气温  $40.0^{\circ}\text{C}$ , 6 小时升温  $10.6^{\circ}\text{C}$ , 在升温中约占 8%。故可得出暖平流在此次升温过程中作用较小。

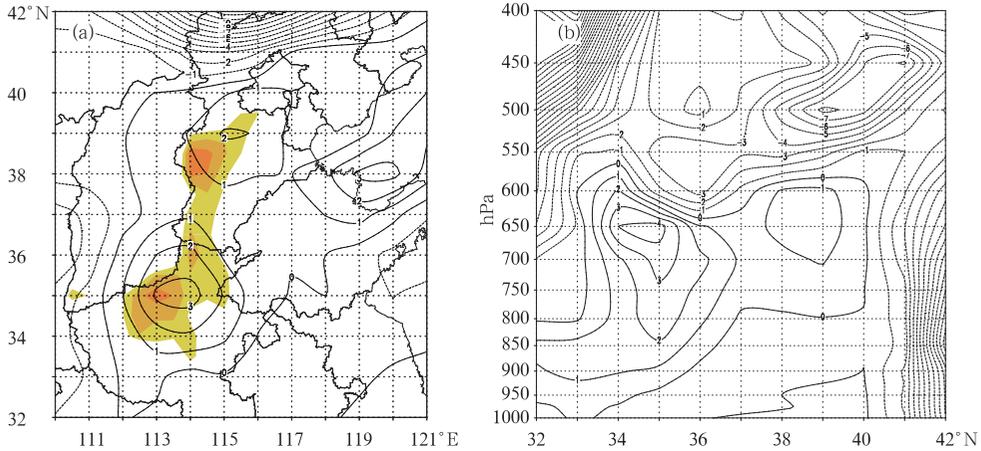


图 6 2009 年 6 月 24 日 14 时 700 hPa 温度平流(a)及沿 114°E 的温度平流的垂直剖面(b)  
(单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ , 图 a 中阴影区为  $\geq 40 \text{ }^\circ\text{C}$  的高温区)

Fig. 6 The temperature advection (unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ ) on 700 hPa (a) and the cross section for temperature advection along 114°E at 14:00 BT 24 June 2009  
Shaded area for area with temperature  $\geq 40 \text{ }^\circ\text{C}$

同样据 25 日的高温区分布沿 37°N 做温度平流剖面(图略),与 24 日 14 时剖面不同,在高温区上空,暖平流层几乎出现在 850 hPa 以下的边界层;850 hPa 以上以弱冷平流为主。在 1000 hPa 上,对应高温区既有暖平流也有冷平流。从沿 114°E 做温度平流的剖面可见,部分高温区上空 700 hPa 以下为较强冷平流,以上为暖平流,最大值出现在 500 hPa。在高温区上空各层暖平流最大值为  $2 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ ,可估算由于暖平流作用 6 小时升温约  $0.43 \text{ }^\circ\text{C}$ ,而实际上 25 日 08 时四站平均气温  $32.9 \text{ }^\circ\text{C}$ ,14 时平均气温  $39.3 \text{ }^\circ\text{C}$ ,6 小时升温  $6.4 \text{ }^\circ\text{C}$ ,约占 7%。因此可证实,在 24—25 日的高温期间冷暖平流不是影响高温酷热天气的主要因子。

### 3.2 垂直输送项

使用 NCEP 再分析资料( $1^\circ \times 1^\circ$ )分别给出了 24 日 14 时高温中心石家庄附近( $38^\circ\text{N}$ 、 $115^\circ\text{E}$ )  $T$ - $\ln p$  图和  $115^\circ\text{E}$ 、 $35^\circ \sim 40^\circ\text{N}$  的范围内(4 站所在纬度范围)垂直速度(图 7)。从图 7 看出:整层大气温度露点差较大,空气比较干燥;700 hPa 以上为西北风,850 hPa 以下为西南风,这也说明,中高层为脊前西北气流,低层为低压前部的偏南气流。400 hPa 以下以下沉气流为主,最大下沉速度位于 700 hPa,近地层有弱上升运动。从  $T$ - $\ln p$  图可见:600 hPa 以下温度线与干绝热线几乎平行,说明气块几乎沿干绝热线下沉,我们以平均垂直递减率最小的 500~

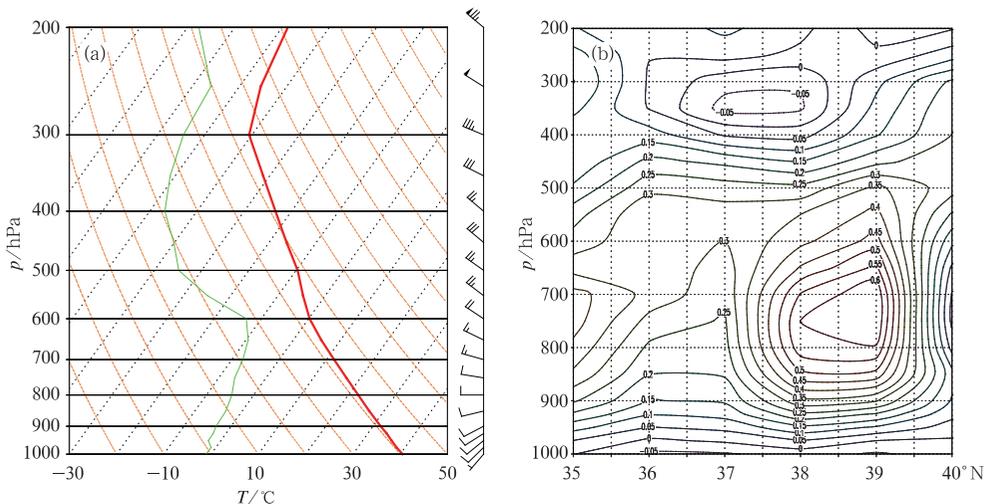


图 7 2009 年 6 月 24 日 14 时  $T$ - $\ln p$  图和垂直速度(a:  $T$ - $\ln p$ ; b: 垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ))  
(粗实线:温度;细实线:露点;短划线:干绝热线;点线:等温线)

Fig. 7 The charts of  $T$ - $\ln p$  (a) and vertical velocity (b, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 14:00 BT 24 June 2009  
Thick solid line stands for temperature; thin solid for dewpoint temperature;  
short dashed for dry adiabatic; dotted for isothermal

600 hPa 估算  $\gamma$ 。

以 24 日为例,  $35^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $115^{\circ}\text{E}$  的范围内 500 hPa 与 600 hPa 的平均温度差  $10.9^{\circ}\text{C}$ , 平均高度约 1433 m, 算出  $\gamma=10.9/1433\approx 0.76(^{\circ}\text{C}/100\text{ m})$ 。以最大下沉速度  $0.6\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$  来计算, 估算由于下沉运动的 1 小时的增温幅度为:  $-0.6/9.8\times 3600\times (1-0.76)/100\approx 0.53(^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1})$ , 6 小时增温约  $3.2^{\circ}\text{C}$ 。由 3.1 节知 4 站 6 小时平均升温  $10.6^{\circ}\text{C}$ , 因此垂直输送项在此次高温酷热天气过程中约占 30%。

### 3.3 非绝热加热项

有关太阳辐射引起的温度局地变化, 利用  $\Delta Z$  气层中的净辐射能讨论, 公式如下<sup>[7-8]</sup>:

$$\Delta T/\Delta t = g/c_p \cdot \Delta E/\Delta p \quad (3)$$

其中  $\Delta T$  为温度变化,  $\Delta t$  为时间变化,  $\Delta E$  是  $\Delta Z$  气层内在单位时间内得到的净辐射能,  $g$  为重力加速度,  $c_p$  为干空气的定压比热。由于华北平原地区地面太阳辐射观测站只有河北乐亭和北京观象台。由于高温持续期间北京观象台各要素比乐亭更接近于石家庄, 故用北京观象台的辐射资料来计算。

资料分析表明, 700 hPa 以上高空各层在 24 日 08—14 时升温幅度都小于  $1^{\circ}\text{C}$ , 接近为零。可以认为, 700 hPa 以上各层的净辐射为零。从地面到 700 hPa 气压差约为 250 hPa,  $c_p=1.005\text{ J}\cdot\text{g}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ,  $\Delta E=11.09\times 10^6\text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$ ,  $g=9.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ , 代入式 (3) 计算可得  $4.33^{\circ}\text{C}$ 。因此非绝热加热项在此次高温酷热天气过程中所占 41%。

从以上估算值可知, 估算的平均气温为  $29.4^{\circ}\text{C}+0.86^{\circ}\text{C}+3.2^{\circ}\text{C}+4.33^{\circ}\text{C}\approx 37.8^{\circ}\text{C}$ , 比实际平均气温  $40.0^{\circ}\text{C}$  低。由于我们以北京、石家庄、邢台和郑州为例进行估算的, 这可能是未考虑城市热岛效应的原因<sup>[4]</sup>。实际业务工作中, 一般考虑由于城市热岛带来的增温效应在  $2^{\circ}\text{C}$  左右<sup>[9-12]</sup>, 考虑热岛效应的增温后估算的气温 ( $39.8^{\circ}\text{C}$ ) 与实际气温基本一致。

## 4 结 语

通过对 2009 年 6 月 20 日至 7 月 4 日华北平原地区出现的持续性高温过程分析和定量估计, 得出

的结论如下:

(1) 中高层大陆高压(脊)、850 hPa 的高温区的稳定少动是此次持续性高温天气形成和维持的原因。此时地面有两种形势: 一是华北地区处于低压带或低槽中, 二是在我国西北地区生成的地面低压向东伸展与移动, 华北地区处于低压前部, 受偏南气流控制。

(2) 气团的性质是出现高温天气的内因, 如河北省据 850 hPa 的温度总结出:  $T_{850}\geq 21^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{850}\geq 24^{\circ}\text{C}$  是分别预报  $35^{\circ}\text{C}$ 、 $37^{\circ}\text{C}$  以上高温的预报指标。

(3) 通过对引起局地温度变化各项的定量估算可知: 平流项在升温过程中作用较小, 这也与文献 [3-4] 得出的结论基本一致。垂直输送项比较重要, 在此次升温过程中所占比例约 30%; 非绝热加热项作用较大, 在此次升温过程中所占比例约 41%。因此在实际业务预报中, 可忽略平流项的作用, 重点考虑垂直输送项和非绝热加热项。

### 参考文献

- [1] 王迎春, 葛国庆, 陶祖钰. 北京夏季高温闷热天气的气候特征和 2008 夏季奥运会[J]. 气象, 2003, 29(9): 23-27.
- [2] 赵世林, 车少静. 石家庄的高温闷热天气[J]. 气象, 2001, 27(9): 23-25.
- [3] 谢庄, 崔继良, 刘海涛, 等. 华北和北京的酷暑天气. I. 历史概况及个例分析[J]. 气候与环境, 1999, 4(4): 323-333.
- [4] 孙建华, 陈红, 赵思雄, 等. 华北和北京的酷暑天气: II. 模拟试验和机理分析[J]. 气候与环境, 1999, 4(4): 334-345.
- [5] 史印山, 谷永利, 林艳. 京津冀高温天气的时空分布及环流特征分析[J]. 气象, 2009, 35(6): 63-69.
- [6] 周后福. 局地温度变化中各项因子的定量估算[J]. 气象, 2005, 31(10): 20-23.
- [7] 张敏. 2002 年 7 月 15 日华北地区酷热事件的诊断分析[D]. 中国海洋大学, 2004.
- [8] 周鸣盛, 张廷. 一次雪面降温引起的异常寒冷天气分析[J]. 气象学报, 1997, 55(2): 219-229.
- [9] 张玲, 徐宗学, 阮本清. 北京城市热岛效应对气温和降水量的影响[J]. 自然资源学报, 2006, 21(5): 746-755.
- [10] 李兴荣, 胡非, 舒文军. 近 15 年北京夏季城市热岛特征及其演变[J]. 气象, 2006, 32(8): 42-46.
- [11] 邓玉娇, 匡耀求, 黄锋. 基于 Landsat/TM 资料研究广州城市热岛现象[J]. 气象, 2010, 36(1): 26-30.
- [12] 张书余. 石家庄市环境形态的热效应分析[J]. 气象, 2002, 28(10): 17-21.