

陈丽华, 周率, 党建涛, 等. 2006 年盛夏川渝地区高温干旱气候形成的物理机制研究[J]. 气象, 2010, 36(5): 85-91.

2006 年盛夏川渝地区高温干旱 气候形成的物理机制研究^{*}

陈丽华¹ 周 率² 党建涛³ 胡 晔¹ 盛 飞¹

1 总参气象水文局, 北京 100081

2 北京航天飞行控制中心, 北京 100094

3 中国西昌卫星发射中心气象室, 西昌 615000

提 要: 利用 1970—2000 年、2006 年 6—8 月的 NCEP 资料, 研究 2006 年盛夏川渝地区高温干旱气候形成的物理机制。通过敏感性试验和控制性试验的对比分析发现, 感热加热对青藏高原、川渝地区地面温度的升高、500 hPa 高度场的增强有显著作用, 而高原高度场的加强有利于西太平洋副高的加强西伸和大陆高压的加强东进; 对动力作用的分析发现, 高原动力作用在这次高温干旱事件中的作用不是唯一的, 川渝地区上空异常强盛的下沉气流是由西太平洋副热带高压、大陆高压以及高原北侧南伸气流共同作用造成的; 感热加热是导致川渝地区高温干旱天气发生和维持的首要原因。

关键词: 高温干旱, 数值试验, 物理机制, 动力作用, 热力作用

Research on Physical Mechanism of Summer Severe Climatic High Temperature and Drought Disasters in Sichuan and Chongqing Area in 2006

CHEN Lihua¹ ZHOU Lv² DANG Jiantao³ HU Ye¹ SHENG Fei¹

1 PLA General Staff Met-Hyd Department, Beijing 100081

2 Beijing Aerospace Command and Control Center, Beijing 100094

3 Xichang Satellite Launch Center, Xichang 615000

Abstract: Physical mechanism of summer severe climatic high temperature and drought disasters in Sichuan and Chongqing area in 2006 are studied by using NCEP data from years 1970 to 2000 and year 2006. Comparing thermodynamic experiments with control experiments indicates that sensible heating caused the obvious strengthening of geopotential height and temperature rising of the Tibetan Plateau, and also has same effects on the Sichuan and Chongqing Area. Then it induced the plateau high to move eastward, and the subtropical high over the West Pacific to move westward, thus the two highs are strengthened at the same time. Dynamical analysis finds that the dynamic effect of the Tibetan Plateau is only one of the causes to bring about the disaster. The abnormal strong descending flow which controls the disaster area is jointly induced by the subtropical high over the West Pacific, the Tibetan Plateau high and the southward flow over north of the Tibetan Plateau. It is the sensible heat that plays the first important role to result in the disaster to sustain over a long period of time.

Key words: high-temperature and drought disasters, numerical experiments, physical mechanism, dynamic role, thermal role

* 国家自然科学基金项目(40675038)资助

2008 年 12 月 1 日收稿; 2010 年 2 月 26 日收修定稿

第一作者: 陈丽华, 主要从事短期气候预测研究. Email: szysbcchl@sina.com

引 言

近 20 年来,极端天气气候事件频发,由此引发的自然灾害给国民经济、人民生活造成了严重影响。华北地区自上世纪末到本世纪初发生了持续长达 5 年(1999—2003 年)的干旱少雨气候;华南地区 2003 年春季到 2004 年冬季持续干旱少雨;2006 年夏季,川渝地区出现有观测记录以来最为严重的高温干旱^[1];2007 年 1—7 月,全国平均气温为 1995 年以来历史同期最高,江南华南高温干旱严重,使工农业生产和居民生活面临严重水荒。毋庸置疑,这些事件的发生与全球气候变暖密切相关,未来随着全球工业化进程的加快,全球变暖的步伐不会停止,相应的高温热浪及其引发的干旱事件频次会增加、范围会增大,因此,研究高温干旱气候形成的物理机制具有非常重要的意义。

2006 年夏季,川渝地区出现了异常高温干旱气候,四川省东部发生了五十年一遇,重庆市发生了百年一遇的持续高温干旱天气,四川省先后有 125 个县(市)发生了伏旱,有 81 个县(市)早期在 30 天以上,其中中江、南充、遂宁地区达 70~71 天^[1];重庆市入夏以来至 8 月 18 日高温天气超过了 40 天,有些地区甚至超过了 50 天^[2],高温干旱天气影响范围之大、时间之长、程度之严重历史罕见,因此引起了广大科学家和气象学者的广泛关注。陶诗言、柳艳香、刘晓冉、汪丽等^[3-6]认为,2006 年夏季,亚洲高纬度为经向环流,中纬度为纬向环流,冷空气不易南下,造成我国夏季异常偏暖;西太平洋副高面积偏大、强度较强且西伸脊点异常偏西,对流活动受到抑制,导致长江中下游降水异常偏少。邹旭恺等^[7]研究认为,除了大气环流异常外,前冬青藏高原积雪偏少也是导致川渝地区 2006 年出现严重高温干旱天气的原因之一。彭京备等^[2]指出,2006 年夏季东亚西风带扰动偏弱、偏北,青藏高压中心偏西、强度偏强,高原出现正高度距平,造成高原低涡活动减少,致使川渝地区上空长时间受强大的西太平洋副热带高压控制;而西太平洋副高的维持与菲律宾以东洋面及南海地区的对流加强,孟加拉湾地区降水异常增多导致的加热场异常密切相关。陈丽华等^[8]研究认为,低空的弱冷平流输送和高空的暖平流输送在川渝地区造成稳定的暖性层结,强盛的下沉气流,偏南气流伸展偏北,冷空气南下受阻是造成高温干旱

的重要原因。上述研究尽管从不同侧面对此次事件的成因进行了详细探讨,但对影响东亚大气环流变化最重要的因子之一——青藏高原大地形影响方面的讨论却不多,对青藏高原及其临近地区——川渝地区相应热力、动力机制的分析更是少见。

长期研究表明,青藏高原的热力和动力作用对我国、东亚乃至全球的大气环流都有重要影响。川渝地区位于青藏高原至长江中下游的过渡地带,属于亚热带季风气候,青藏高原高耸的地形导致的动力和热力作用对其气候的形成、天气系统的影响是不容忽视的。Flohn^[9]指出,青藏高原的感热加热对南压高压和南亚季风环流的形成有重要意义;葛旭阳等^[10]指出:青藏高原热力状况异常与长江中下游地区夏季降水密切相关;李栋梁等^[11]指出:青藏高原地面感热异常对北半球大气环流和中国气候异常有一定影响。叶月珍等^[12]认为,高原热力状况分布异常与四川盆地汛期降水分布有关;钱正安等^[13]指出,夏季高原四周对流层中、低层分布着系列下沉运动带,其中一支从河套折向,绕高原南伸,700 hPa 的下沉运动舌区一直伸到川、黔东部地区,虽然因地形干扰所致这一下沉带分布不连续,但却对应当地夏季少雨带,致使川东经常出现伏旱。那么,2006 年夏季青藏高原的动力和热力作用如何?动力和热力作用在川渝地区高温干旱天气中扮演着什么样的角色?这是一个重要的科学问题。

本文利用 1970—2000 年 30 年平均以及 2006 年 7 月 11 日至 8 月 31 日的 NECP 再分析资料,包括感热通量、500 hPa 高度场、地面温度逐日、月平均资料(2.5°×2.5°经纬度网格),通过对比分析高原和川渝地区敏感性试验和控制试验结果,讨论感热加热对上述地区高度场和地面气温影响;通过对高原对流活动和川渝地区上空垂直运动特征分析,讨论动力作用对川渝地区气温的影响;研究本次极端气候事件形成的物理机制,揭示此次事件形成的内在原因,最后,对值得进一步研究的问题提出思考。

因此次事件主要发生在 2006 年 7 月中旬至 8 月,所以本文着重对 7 月 11 日至 8 月 31 日期间,青藏高原及其临近地区的动力作用和热力作用进行探讨。

1 热力作用

1.1 高原及其邻近地区感热分布

研究表明^[11],高原地区的热源因地域不同而不

同,高原西部通常以感热为主,高原东部潜热和感热均不可忽视,而高原以东地区以潜热为主。夏季以高原北部柴达木盆地附近感热最强,其次是高原西部,这些地区由于受喜马拉雅山脉阻挡,水汽稀少,日照很强,即使是雨季降水量也很小,所以感热作用大;高原南部和东南部是热源变化最大的区域,由于该区域受季风影响,降雨量大,潜热作用加大而感热的贡献减小。在高原东南的横断山脉以南附近地区,情况更为复杂^[14],初期往往以感热作用为主,伴随降水出现潜热的作用逐步加强,后期以潜热作用占主导,因此这些地区午后至夜间多阵性降雨。

由感热通量分布图可见(图 1),2006 年 7 月 11 日至 8 月 31 日高原上分布着几块感热通量大值区,

分别分布在高原北部、西部、南部和东部。高原北部感热通量最大达 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,西部、南部最大达 $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,东部最大达 $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (图 1a),高原大部分地区的感热通量较常年偏大(图 1b),其中高原南部明显偏大,这种异常分布与整个夏季西藏东部和南部降水均偏少有关^[15]。正是由于整个夏季西藏东部和南部降水均偏少,导致青藏高原的潜热作用偏弱,而感热作用偏强,同期的热力作用以感热作用为主,因此,此次气候异常事件中高原感热作用具有非常重要的意义,值得探讨。由图 1 还可以看到,川渝地区($25^\circ \sim 32^\circ \text{N}$ 、 $100^\circ \sim 110^\circ \text{E}$)的感热通量也相应增大,最大可达 $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,距平最大可达 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,比常年同期明显偏高。

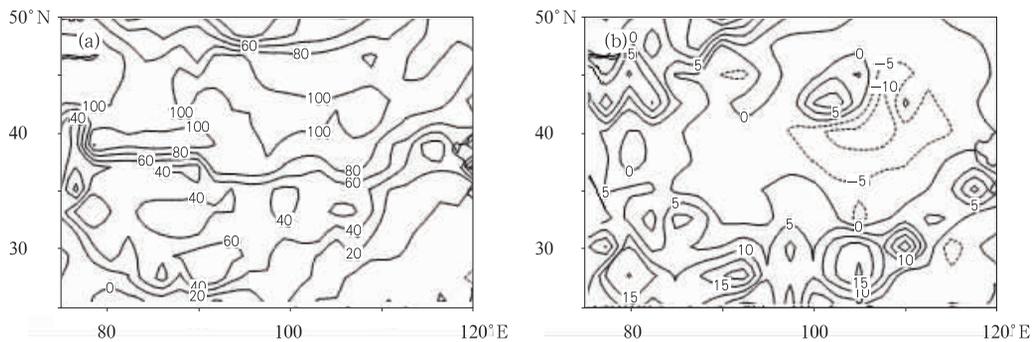


图 1 2006 年 7 月 11 日至 8 月 31 日高原及其邻近地区感热通量 (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) 分布图(a)和距平图(b)

Fig. 1 Sensible heat flux (unit: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) distribution (a) and its anomaly (b) of the Tibetan Plateau and its surrounding areas from July 11 to August 31, 2006

那么,高原及其邻近地区近地层感热通量在本次异常高温干旱天气事件中起到了什么作用呢? 以下通过敏感性试验和控制试验对比来进一步讨论。

1.2 感热对高原及川渝地区影响的敏感性试验

本文利用中尺度模式 MM5V3.7,采用非静力平衡方案,对 2006 年 7 月 11 日至 8 月 31 日感热、500 hPa 高度场、地面温度场等相关物理量场进行数值模拟研究。模式区域中心位置为 28°N 、 102°E ,垂直方向分 23 个 σ 层,水平格点数均为 91×91 ;相应的水平格距为 45 km。试验中采取 mix phase 显式水汽方案、Anthes-Kuo 积云参数化、MRF 行星边界层和 cloud 大气辐射方案,时间步长 120 s,从 7 月 11 日至 8 月 31 日共积分 52 d。其他详细信息见表 1。

图 2a、b 分别为 7 月 11 至 8 月 31 日地面气温控制试验和敏感性试验。由图可见,在控制性试验

表 1 敏感性试验设计表

Table 1 Design of sensitivity experiments

试验名称	CTRL	NOSENS
试验内容	控制试验	敏感性试验
试验目的	再现天气过程	检验地表感热通量对高度场的影响
初始场	NCEP GRIB 资料	NCEP GRIB 资料
积分时间/d	52	52
时间步长/s	120	120
模式顶层	海绵边界条件	海绵边界条件
侧边界	时变流入流出方案	时变流入流出方案
改变的物理过程	无	不考虑地表感热通量

中,高原存在 285 K 和 300 K 的高值中心;川渝地区存在 300 K 的高值中心,该中心中还有两个小的 303 K 的高值中心(图 2a),而在敏感性试验中上述高值中心均减弱,高原上相应地区的地面温度降至 282~297 K,且高值中心范围明显缩小。川渝地区 300 K 的高值中心范围缩小,其中的两个小中心完

全消失,整个高原及其邻近地区的等温线也变得相

对比稀疏(图 2b),高温特征有所减弱。

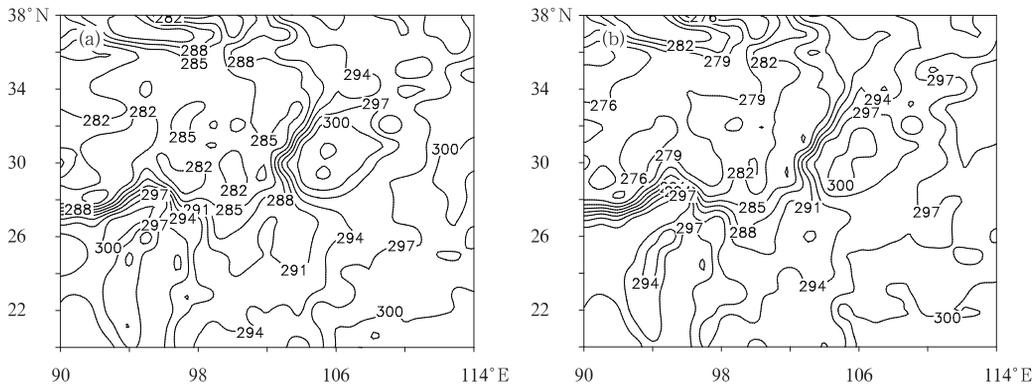


图 2 2006 年 7 月 11 日至 8 月 31 日地面温度(单位:K)

(a)控制试验;(b)敏感性试验

Fig. 2 Surface temperature field from July 11 to August 31, 2006 (unit:K)

(a) control experiment, (b) sensitivity experiment

对比 7 月 11 日至 8 月 31 日 500 hPa 高度场的控制试验和敏感性试验结果发现(图 3),控制性试验中(图 3a),高原东部和川渝地区高度场均在 5860 gpm 以上,500 hPa 高压发展得比较完整和强盛;而在敏感性试验中(图 3b),高原东部相应地区高度场变得比较稀疏,高度场基本在 5810 gpm 以上;川渝

地区高空虽然还存在 5840 线和 5850 线,但 5870 线完全消失,5850 线范围也较小,而且高原及其邻近地区上空等高线也变得比较稀疏,高压明显减弱。扩大试验范围发现,在不考虑地表感热通量的情况下,高原及川渝地区 500 hPa 高度场均有所降低。其中高原高度场降低得更明显,并出现多个虚假的低值中心(图略)。对比图 2 和图 3 发现,在控制试验中 500 hPa 高位势区与地面高温区对应非常好,高温区的走向与 500 hPa 高压区的走向一致;而敏感性试验中,地面气温与高度场的对应关系不明显,由此表明,地面增温对高度场的增强有一定联系,而感热对这种关系的维持起了很大的作用。

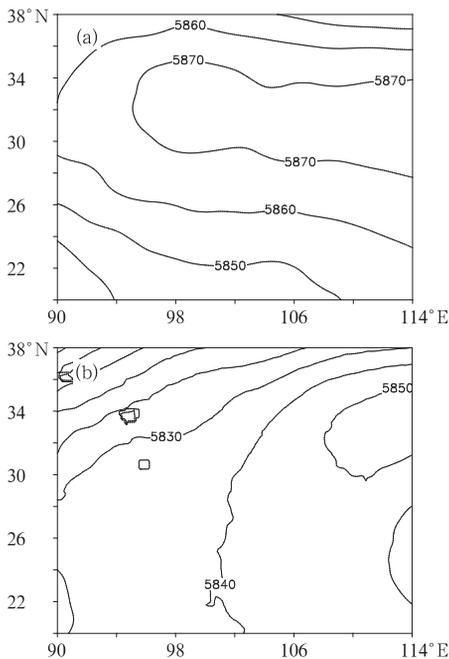


图 3 2006 年 7 月 11 日至 8 月 31 日

500 hPa 高度场(单位:gpm)

(a)控制试验;(b)敏感性试验

Fig. 3 The 500 hPa height field (unit:gpm)

from July 11 to August 31, 2006

(a) control experiment,

(b) sensitivity experiment

为了更直观地说明感热加热的作用,本文绘制了敏感性试验与控制性试验的差值图(图 4),由图 4 可见,在去掉感热通量后,高原及其川渝地区的地面温度场均明显减弱,高原大部地面温度降低 4~6 K,最大降温幅度可达 7 K;川渝地区大部地面温度降低约为 1~3 K,最大降温幅度达 4 K(图 4a)。500 hPa 高度场在去掉感热通量后,也整体降低,高原地区大多降低在 20 gpm 以上,最多降低了 55 gpm,川渝地区也降低了约 20~30 gpm(图 4b),最大可达 35 gpm,且由南往北递减,该趋势与气温的递减趋势一致,这也充分表明,高度场的增高有利于高温天气的维持和发展。由此可见,2006 年夏季,高原和川渝地区上空的感热作用对近地面气温和大气环流的影响是显著的,感热使青藏高原近地层增温,导致近地层气柱受热膨胀拉长,抬高了 500 hPa 高度场;而川渝地区由于高低空气柱由均一气团控制,一致

性较好^[8],因此在抬高 700 hPa 的同时也抬高了 500 hPa 高度场。由柳艳香等^[4]分析得知,2006 年夏季整个北半球 500 hPa 高度场较常年同期整体偏高。朱乾根等^[16]曾指出:夏季青藏高原 500 hPa 高度场偏高有利于高原高压系统不断分裂东移,并与西太

平洋副高合并,致使后者西伸或北抬。另有研究表明^[2],高原 500 hPa 高度场抬高可造成高原低涡活动减弱,大陆高压发展加强东伸,从而导致川渝地区气温偏高,降水偏少。

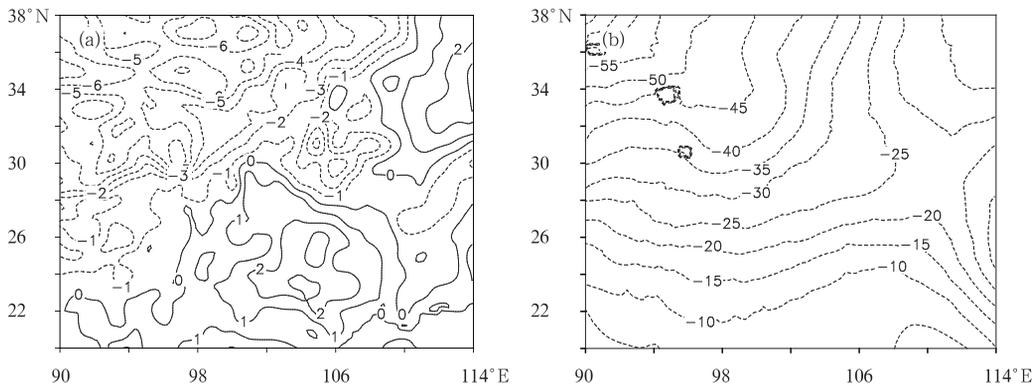


图 4 敏感性与控制试验差值图(敏感试验-控制试验)

(a) 地面温度(单位:K); (b) 500 hPa 高度场(单位: gpm)

Fig. 4 Difference field of subtracting control experiment from sensitivity experiment

(a) surface temperature (unit:K), (b) 500 hPa height field (unit:gpm)

通过以上分析发现,高原及其邻近地区感热加强对于中亚大气环流的发展起了很大作用,尤其是造成大陆高压加强,西太平洋副高加强西伸,在川渝地区上空形成深厚的高压系统为该地区高温干旱天气产生创造了有利的背景环流条件。特别需要指出的是:川渝地区,敏感性试验中加感热和不加感热平均气温增加幅度在 1~3 K 左右,而该地区同期平均气温实际增高在 2~4 K^[15],气温增加幅度接近实际增高量,这充分说明感热加热对于形成和维持川渝地区高温天气可能占据了主导作用。

2 动力作用

2.1 动力特征分析

图 5 是 2006 年 7、8 月垂直速度距平分布图,由图可见,7 月高原近地面层 500 hPa 和 700 hPa 上升气流普遍较常年同期偏弱,只是在高原北部 700 hPa 上升气流略偏强,最大距平可达 $-0.01 \times 10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$;至 8 月在高原中北部 500 hPa 和 700 hPa 上升气流较常年同期偏强的区域才明显扩大,

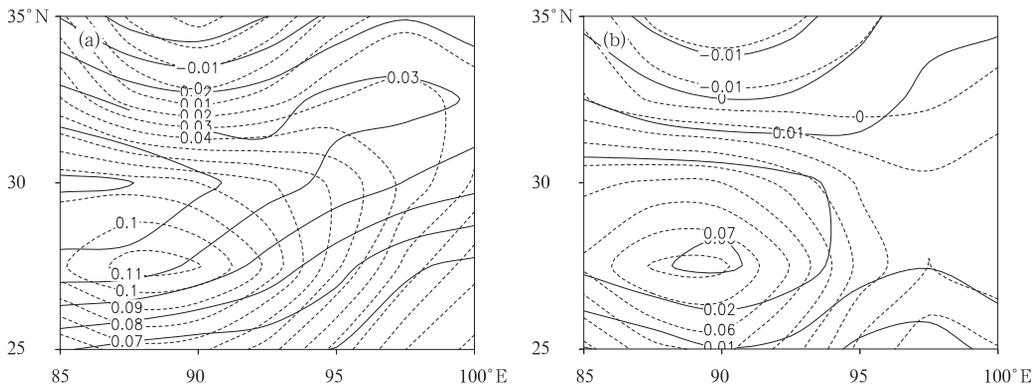


图 5 2006 年青藏高原垂直速度距平图(单位: $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 7 月; (b) 8 月(实线为 500 hPa 垂直速度距平,虚线为 700 hPa 垂直速度距平)

Fig. 5 Vertical velocity anomaly of the Tibetan Plateau (unit: $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$) in 2006

(a) July, (b) August (solid lines represent 500 hPa vertical velocity anomaly, dashed lines represent 700 hPa vertical velocity anomaly)

最大距平 700 hPa 达 $-0.02 \times 10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 500 hPa 最大距平达 $-0.01 \times 10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 其余地区上升气流仍偏弱, 但比 7 月有所增强。

根据钱正安等^[13]研究, 高原东北部的上升气流在升入高空后, 一部分并入高原北侧的西风急流锋区在太平洋区域下沉, 一部分由高原东北侧下沉至河套地区再折向南, 伸向川黔地区, 通常情况下川渝地区处于该下沉气流造成的上升与下沉运动的过渡地带, 导致夏季川渝地区晴热与降水过程交替出现的气候背景。但本次事件中, 整个川渝地区 7 月至 8 月始终处于强盛的下沉气流控制中。

图 6 是高原东部及其邻近地区垂直速度距平分布图。由图可见, 7 月 11 日至 8 月 31 日, 在川渝地区高低空有从高原东北部延伸出来的正距平区,

500 hPa 最大距平值为 $0.01 \times 10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$; 700 hPa 此正距平区向南扩展加强; 850 hPa 继续向南伸展, 且正距平中心达 $0.025 \times 10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。下沉气流区明显从高原东北部南伸至川渝地区上空, 且随高度的降低范围向南扩大, 强度明显增强, 这与常年以及当年高原近地层垂直气流的分析状况有一定差异。按照以往的研究成果和当时高原对流活动的情况, 如果仅考虑高原南伸的下沉气流, 伸展到川渝地区上空的下沉气流也只可能在 8 月份略偏强, 而不会出现持续异常偏强的下沉气流。显然本次事件中异常强盛的下沉气流不仅仅是青藏高原南伸的下沉气流, 而是另有来源补充。那么, 如此强盛的下沉气流是什么原因造成的? 除了青藏高原的地形动力作用, 是否还有其他因素?

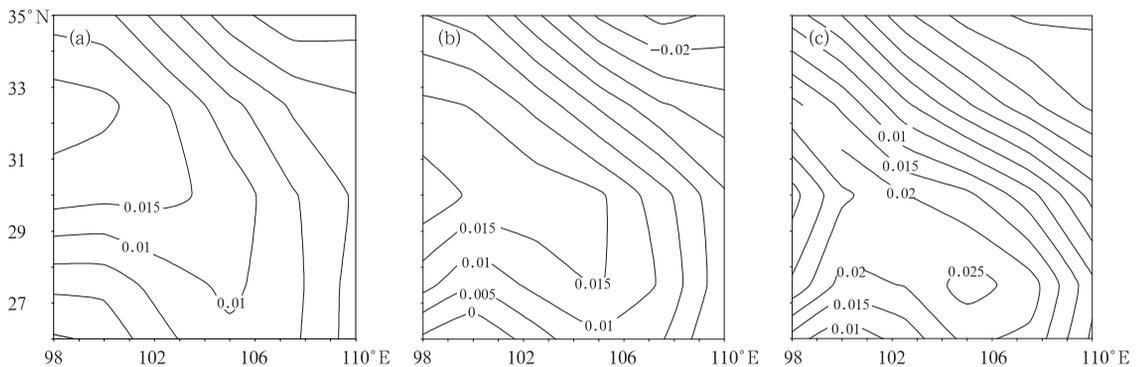


图 6 2006 年 7 月 11 日至 8 月 31 日川渝地区垂直速度距平(单位: $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$):
(a) 500 hPa; (b) 700 hPa; (c) 850 hPa

Fig. 6 Vertical velocity anomaly of Sichuan-Chongqing area from July 11 to August 31, 2006 (unit: $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a) 500 hPa, (b) 700 hPa, (c) 850 hPa

2.2 动力作用分析

从不同时间段气流垂直运动状况分析来看, 由 7 月到 8 月, 在高原北部上升气流还没有增强时, 川渝地区上空的下沉气流就加强了(图略), 而此期间该地区的每一次高温过程都伴随着青藏高压、大陆高压的加强东伸, 以及西太平洋副高的加强西伸, 深厚的高压系统始终稳定地控制整个川渝地区上空^[2]。由此表明川渝地区强盛的下沉气流与西太平洋副高和大陆高压的加强和控制也有关, 由青藏高原北侧往南伸展的气流在南伸期间, 由于受到高压控制造成的下沉气流的补充合并, 从而明显增强。由图 6 可见, 川渝地区上空越往低层下沉气流越强, 这与上述对环流的分析结论相符。由陈丽华等^[8]分

析可知, 盛夏期间川渝地区高空维持稳定的暖性层结, 这种层结不利于当地对流活动的发展, 那么根据热流入量方程, 有下沉运动时就会引起增温^[17]。因此, 川渝地区上空异常偏强的下沉气流是有利于该地区高温干旱天气持续维持的。

鉴于上述对热力作用的分析已得出感热作用在这次高温事件中扮演着主导作用的结论(感热加热导致川渝地区地面气温增加了 $1 \sim 3 \text{ K}$, 而该地区实际增温在 $2 \sim 4 \text{ K}$)。此外, 李国平等^[8]利用动力敏感试验进行研究的结果也表明, 热力强迫涡动比地形强迫涡动的尺度大得多, 即加热作用的尺度明显大于地形作用的尺度。因此, 限于篇幅的原因, 本文对动力作用造成增温的效应不再做进一步的量化分析。

3 结 论

通过以上分析,得到以下结论:

(1) 感热加热对高原和川渝地区的高度场和地面气温变化的影响是显著的。热力敏感性试验显示,去掉感热通量后,试验区域 500 hPa 高度场整体降低,高原地区大多降低 20 gpm 以上,最多降低了 55 gpm;川渝地区整体降低了 20~25 gpm,最多降低了 35 gpm,说明感热增强有利于高度场的增强。而高原高度场的增强有利于大陆高压的加强和西太平洋副高的西伸。对于地面气温而言,去掉感热通量后,高原大部地面温度降低 4~6 K,最大降温幅度可达 7 K;川渝地区地面温度降低约为 1~3 K,最大降温幅度达 4 K,而川渝地区同期平均气温实际增高在 2~4 K,感热对当地气温增加的贡献接近川渝气温异常偏高量。

(2) 对川渝地区而言,青藏高原的动力作用并不是唯一的。2006年盛夏,青藏高原对流活动不强,只有8月份在北部地区上升运动偏强,而川渝地区上空下沉气流7—8月都异常偏强;同期对应川渝地区每一次增温过程,都伴随西太平洋副高和大陆高压的加强;因此川渝地区上空异常强盛的下沉气流是由深厚的高压系统造成的下沉气流和青藏高原北侧南伸的下沉气流合并而成的。该气流造成空气下沉增温,有利于高温干旱天气的维持和发展。

(3) 高原及其邻近地区的热力作用对于大陆高压的异常强盛发展和西太平洋副高的西伸,以及近地层空气的加热有重要作用,尤其是川渝地区的感热加热对于当地高温干旱事件的贡献是首要的,而动力作用持续异常偏强,对高温干旱天气的维持增强也有一定贡献。

4 讨 论

2006年夏季高原的感热虽然偏强,但高原上升运动偏强的并不明显,高原温度的升高本应有利于上升气流的发展加强,将近地面层的暖空气送到更高的高度,从而促进高度场的抬高和加强;但高原上

升气流增强仅出现在8月份的北部地区,其余的反而略有减弱,难道高原热力作用仅造成了气柱的膨胀从而使等高面得以抬升?是强大的青藏高原使对流活动受到抑制,还是另有原因?这是一个值得讨论的问题。

参考文献

- [1] 王有民.“派比安”、“桑美”重创华南,江南、重庆、四川遭遇特大伏旱[J]. 气象,2006,32(11):124.
- [2] 彭京备,张庆云,布和朝鲁. 2006年川渝地区高温干旱特征及其成因分析[J]. 气候与环境研究,2007,12(3):464-474.
- [3] 陶诗言,卫捷,孙建华,等. 2008/2009年秋冬季我国东部严重干旱分析[J]. 气象,2009,35(4):3-10.
- [4] 柳艳香,王小玲,毛卫星. 2006年北半球大气环流及对中国气候异常的影响[J]. 气象,2007,33(4):102-107.
- [5] 刘晓冉,杨茜,程炳岩. 2006年川渝伏旱同期环流场和水汽场异常特征分析[J]. 气象,2009,35(8):28-33.
- [6] 汪丽,青泉,谢娜,等. 2006年川渝两次久旱转雨过程分析[J]. 气象,2007,33(4):53-57.
- [7] 邹旭恺,高辉. 2006年夏季川渝高温干旱分析[J]. 气候变化研究进展,2007,3(3):149-153.
- [8] 陈丽华,周率,党建涛,等. 2006年夏季川渝地区高温干旱成因分析[J]. 航空气象,2009,(1):8-31.
- [9] Flohn H. Contributions to a meteorology of the Tibetan highlands[J]. Atmos Sci, 1968,130:102-122.
- [10] 葛旭阳. 青藏高原热力状况异常特征及其与长江中下游地区夏季降水的关系[J]. 气象科学,2001,21(2):147-153.
- [11] 李栋梁,魏丽,李维京,等. 青藏高原地面感热异常对北半球大气环流和中国气候异常的影响[J]. 气候与环境研究,2003,8(1):60-70.
- [12] 叶月珍,方之芳. 原热力状况与四川盆地汛期降水的联系[J]. 高原气象,1999,18(2):162-170.
- [13] 钱正安,吴统文,梁潇云. 青藏高原及周围地区的平均垂直环流特征[J]. 大气科学,2001,25(4):444-453.
- [14] 周率. 青藏高原东南部中尺度天气系统机制研究[D]. 南京气象学院博士学位论文. 2005,1-19.
- [15] 柳艳香,王凌. 2006年汛期气候异常特征及其成因分析[C]. 《天气轨道——2006年灾害性天气预报技术高层研讨会》会议论文集:2006:115-118.
- [16] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社,1992:683-689.
- [17] 中国人民解放军空军司令部. 天气学教程[M]. 北京:1975:595,1158.
- [18] 李国平. 青藏高原动力气象学[M]. 北京:气象出版社,2002:124-125.