

彭京备, 陈烈庭. 2011. 青藏高原移动性高压对夏季川东地区高温天气的影响 [J]. 气候与环境研究, 16 (5): 665-678. Peng Jingbei, Chen Lieting. 2011. The impact of the 500-hPa high over the Tibetan Plateau on the heat wave in the eastern part of Sichuan-Chongqing area [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (5): 665-678.

青藏高原移动性高压对夏季川东地区高温天气的影响

彭京备 陈烈庭

中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

摘要 对 2006 年夏季青藏高原移动性高压 (以下简称高原高压) 过程进行个例分析并对 1979~2006 年间高原高压过程进行分类合成分析, 研究了高原高压对川东地区高温天气的影响。结果表明, 1979~2006 年间, 虽然引起高原高压的过程多种多样, 但根据川东地区高温天气的成因主要可以将高原高压分为两类。一类是高原高压在青藏高原的北部或西部发展。在高原高压发展后期, 高原高压脊前的西北气流绕青藏高原控制高原东北侧和东侧地区, 不利于水汽向上述地区的输送, 使得西北地区到川东地区易于出现高温天气, 即“高原高压—高温区绕高原型”。另一类是西太平洋副热带高压 (以下简称副高) 强烈西伸上青藏高原引起的高原高压。在高原高压生成期, 副高西端控制川东地区, 川东地区和长江中下游地区出现纬向的高温天气。当副高东退, 长江中下游地区的高温天气得到缓解时, 川东地区受依然维持的高原高压影响, 高温天气并不随着副高的东退而结束, 将这类过程称为“副高—长江高温型”。

关键词 青藏高原移动性高压 川东高温

文章编号 1006-9585 (2011) 05-0665-14 **中图分类号** P448 **文献标识码** A

The Impact of the 500-hPa High over the Tibetan Plateau on the Heat Wave in the Eastern Part of Sichuan-Chongqing Area

PENG Jingbei and CHEN Lieting

International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The impact of the 500-hPa high over the Tibetan Plateau (the 500-hPa high for short) on the heat wave in the eastern part of Sichuan-Chongqing area was studied on the basis of case study and composite circulation anomaly evolution. According to its impact on the heat wave, there are two types of the 500-hPa high. One type dominates over the western and northern parts of the Tibetan Plateau, leading to the northwesterlies prevailing over the northeastern and eastern parts of the Tibetan Plateau, and favoring the heat wave in the eastern part of Sichuan-Chongqing area. Another type is caused by the subtropical high over the western Pacific. As the subtropical high extends westward on the Tibetan Plateau, the 500-hPa high forms, and heat wave strikes the areas along the Changjiang River including the eastern part of Sichuan-Chongqing area. As the subtropical high moves eastward, the 500-hPa high still affects the eastern part of Sichuan-Chongqing area. Thus, the heat wave in the eastern part

收稿日期 2010-02-10 收到, 2011-07-10 收到修定稿

资助项目 自然科学基金面上项目 40775037, 公益性行业 (气象) 科研专项项目 GYHY200906014-03, 国家科技支撑计划课题 2007BAC29B03

作者简介 彭京备, 女, 1970 年出生, 博士, 助理研究员, 主要从事天气气候诊断分析和短期气候预测。
E-mail: pengjingbei@mail.iap.ac.cn

of Sichuan - Chongqing area lasts while the heat wave in the middle and low branch of the Changjiang River ends.

Key words 500-hPa high over the Tibetan Plateau, heat wave in the eastern part of Sichuan - Chongqing area

1 引言

由于地形等原因,川渝地区易出现高温酷暑天气。高温酷热天气不仅容易形成干旱,而且严重影响人民的生产生活并造成巨大的经济损失。如2006年,川渝地区遭受了百年一遇的特大干旱,直接经济损失达192.6亿元(邹旭凯和高辉,2007)。高温酷暑天气在川渝地区的分布并不均匀。四川盆地中部直至重庆地区北部的103°E以东的川东地区是极端高温事件高发区。川西南山地地区的高温天气发生频数较低(胡豪然等,2008)。

影响川渝地区高温干旱的环流系统很多。研究指出,西太平洋副热带高压(以下简称副高)强烈西伸、伊朗高压强烈东伸形成高压脊控制川渝地区时,川渝地区易出现高温干旱(杨淑群等,2008;赵文虎等,2008;郭渠等,2009)。另外,中亚移动性暖高脊活动引起四川盛行脊前西北气流,也不利于川渝地区降水的形成(青泉等,2007)。在天气实践中,我们发现青藏高原本地区形成的移动性高压(以下简称高原高压)对川渝地区的高温天气也有显著的影响。

高原高压是青藏高原上的天气尺度环流系统。它的垂直结构具有准正压性,即从低层(500 hPa)到高层(100 hPa)均为高压。高原高压最早在1979年第一次青藏高原气象科学实验中观测并研究。研究指出,伊朗高压东伸上青藏高原、副高西伸上青藏高原、西风带小高压伴随冷空气入侵进入青藏高原均可引起高原高压(李桂琴,1987;孙国武等,1989;段廷扬等,1992)。

高原高压不仅是青藏高原上比较特殊的天气系统,而且它对我国的天气气候也有影响。在高原高压发展前,青藏高原上通常为冷空气过境,表现为多雨(李桂琴,1987;孙国武等,1989)。在分析1979~2006年的高原高压过程时发现,高原高压发生发展时,青藏高原以东地区常有500 hPa低压槽加深,与副高配合可以在我国东部地区形成强降水过程。而在高原高压缓慢东移时,

受高原高压脊前西北气流的控制,我国西北地区和川渝地区易出现晴热高温天气,可使得当地的干旱加剧。

本文拟集中研究以往较少涉及的高原高压和川东地区高温天气之间具体联系。首先针对2006年川东地区罕见的高温热浪过程的个例,分析高原高压在川东地区高温天气形成中的作用。然后研究1979~2006年间高原高压与川东高温天气之间的统计关系,在此基础上,分类讨论高原高压对川东地区高温天气的影响。

2 资料和方法

2.1 资料及处理

本文所使用的数据包括:1)美国气候数据中心提供的1979~2006年第二版的NCEP/NCAR的逐日再分析资料,500 hPa的高度场(以下记为 H_{500})和风场(以下记为 V_{500}),水平分辨率为 $2.5^\circ(\text{纬度}) \times 2.5^\circ(\text{经度})$ 。2)全国1979~2006年753个台站的5~9月逐日最高气温(以下记为 T_{\max})和降水的观测资料。其中包括川渝地区有比较完整资料的35个测站。

李桂琴(1987)、孙国武等(1989)、段廷扬等(1992)的研究表明,高原高压的持续时间通常为1~15 d。我们将研究重点集中在低频部分,以了解高原高压对川东地区高温天气的主要影响。对所有的资料进行5 d的低通滤波。其中环流资料采用的是递归六柱正切Butterworth滤波器。台站资料采用的是5 d无加权的滑动平均。以下的讨论都是在滤波后资料的基础上进行的。采用1979~2001年的平均作为气候平均。

第4节的合成分析为逐日合成 H_{500} 、 V_{500} 、全国降水、 T_{\max} 距平。时间从高原高压开始前9天到开始后20天,共30 d。记高原高压开始日为0日,之前为-9, ..., -1日,之后为+1, ..., +20日。合成结果的显著性采用 t 检验:

$$t = \frac{\bar{x} - \mu_0}{\sqrt{\sigma_0^2/n}},$$

其中,

$$\sigma_0^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

为样本总体方差; x_i 为样本, \bar{x} 为样本均值; μ_0 为总体均值; n 为样本数; 自由度为 $n-1$ 。

2.2 川东地区高温事件的确认

对单站的高温天气确认通常有两种方法。一种是固定温度标准, 即若某日的 $T_{\max} \geq 35^\circ\text{C}$, 则为高温日 (梁凤荣, 2007; 肖逸祥和祁生秀, 2007)。另一种是计算单站气温的 Gamma 分布, 取 95 百分位值作为极端高温的阈值 (潘晓华和翟盘茂, 2002; 胡豪然等, 2008; 黄丹青和钱永甫, 2008)。由于我们主要是关注高原高压对川东地区影响范围较大、持续时间较长的高温天气过程的作用, 使用单站的和固定温度的高温定义就不能满足要求。

对川东地区高温天气过程的具体定义如下。首先, 以 103°E 为界将川渝地区分为川东和川西。 103°E 不仅是夏季川渝地区极端高温天气多发区和少发区的分界 (胡豪然等, 2008), 也和夏季气候平均的 $T_{\max} = 25^\circ\text{C}$ 线位置 (图略)、川东与川西的地理分界线 (龙门山—大凉山一线) 基本一致。这样划分后, 川东有 19 站, 川西有 16 站。

其次, 定义单站的高温标准, 得到单站的高温日和极端高温日。为了滤去短时间尺度的波动, 以每 5 天为一个阶段。将该站这 5 天的同日 1979~2006 年 (共 28 年) 日最高气温按升序排列。取与 80 百分位和 90 百分位对应的日最高气温分别作为该站在 5 天达到高温天气和极端高温天气的阈值。以 7 月 1~5 日为例。将 1979~2006 年的所有 7 月 1 日, ..., 5 日的该站逐日最高气温按升序排列组成一个长度为 140 的序列。取 80 百分位和 90 百分位对应的日最高气温分别作为该站在 7 月 1 日, ..., 5 日达到高温天气和极端高温天气的阈值。为了检验这里定义的 (极端) 高温标准是否合适, 我们给出重庆站的情况。盛夏时期 (7~8 月), 本文定义的高温标准平均值为 35.4°C , 极端高温标准的平均值为 37.4°C 。与单站定义的 35.0°C 和 38.0°C 的高温日和重高温日标准接近 (梁凤荣, 2007)。根据 (极端) 高温阈值, 得到 1979~2006 年夏季川东各站的 (极端) 高温日。

最后, 定义川东地区的高温过程。如果某一

日, 川东 19 站中有任意 5 个站出现 (极端) 高温日, 则记为一个川东地区 (极端) 高温日。如果川东地区连续出现 5 个以上的 (极端) 高温日, 则定义为一次川东地区的 (极端) 高温过程。

根据这样的定义, 在 1979~2006 年间, 川东共出现了 61 次高温天气过程, 平均每年 2.2 次。极端高温天气过程有 31 次, 平均每年 1.1 次。

2.3 高原高压的定义

过去关于高原高压的定义大致分为两种: 青藏高原 500 hPa 上出现高压脊 (孙国武等, 1989), 或定义青藏高原 500 hPa 上出现闭合的高压中心 (李桂琴, 1987; 段廷扬等, 1992)。这些定义主要使用青藏高原的台站观测资料。但是青藏高原上的观测资料往往分布不均, 观测时间较短。本文利用 NCEP 第二版再分析资料, 以孙国武等 (1989) 的定义为基础, 利用高度距平场对高原高压进行定义, 即:

- (1) 水平范围在 ($25^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$, $60^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$), 且地形高度超过 3 km;
- (2) 从 500 hPa 到 100 hPa 高度场距平均为正距平;
- (3) H_{500} 距平大于 30 gpm 的点超过 3 个;
- (4) 条件 (2) 和条件 (3) 可以持续 3 d 以上为一次高原高压过程。

3 2006 年高原高压对川东高温的影响

3.1 2006 年川东高温天气与高原高压的概况

2006 年夏季川渝地区发生了罕见的长时间高温热浪天气。重庆、四川盆地出现了近 50 年来最严重的高温伏旱。图 1 是 2006 年夏季川东 19 站平均的 T_{\max} 距平的时间序列。根据前面对川东地区的高温天气过程定义, 从 2006 年 6 月 1 日~9 月 6 日, 川东地区共出现了 3 次高温过程: 6 月 15 日~7 月 23 日, 7 月 26 日~8 月 20 日, 8 月 25 日~9 月 6 日。高温过程的划分结果和潘建华和刘晓琼 (2006) 对 2006 年夏季川渝地区高温天气的分析一致。对应图 1 中的 6 段 T_{\max} 距平峰值期, 2006 年 6~9 月川东地区共有 6 次极端高温过程: 6 月 16~20 日、6 月 30 日~7 月 4 日、7 月 7~21 日、7 月 26 日~8 月 4 日、8 月 6~19 日、8 月 26 日~9 月 4 日。2006 年川东地区的高温天数

为 77 d。1979~2006 年平均每年的高温天数为 22.25 d。2006 年川东地区极端高温天数为 59 d，气候平均的极端高温天数为 10.14 d。2006 年无论是川东地区的高温天数还是极端高温天数都远远超过了气候平均。

已有的研究(鲍媛媛等, 2007; 彭京备等, 2007; 邹旭恺和高辉, 2007; 李永华等, 2009)指出, 大尺度环流异常是造成这次川渝地区罕见的高温热浪的原因。正如引言中所述, 我们发现除副高异常西伸稳定并与伊朗高压打通形成大陆高压等大尺度环流异常导致 2006 年夏季川东地区罕见的高温热浪外, 天气尺度的高原高压对川渝地区的高温天气也有显著的影响。图 1 中的阴影标出的是 2006 年夏季的 5 次高原高压过程, 它们分别是: 6 月 20~25 日、7 月 3~8 日、7 月 20~25 日、7 月 31 日~8 月 3 日和 8 月 19~24 日。可以看出, 6 月 20~25 日、7 月 20~25 日和 8 月 19~24 日的 3 次高原高压过程的后期, 川东地区的平均 T_{\max} 有不同程度的升高。仔细检查每日的天气图(图略), 可以发现这 3 次高原高压过程确实对川东地区的高温天气有重要的影响。下面对 6 月 20~25 日、7 月 20~25 日的个例进行详细分析, 具体说明 2006 年夏季的高原高压是如何影响川东地区高温天气的, 并解释为什么川东地区的高温天气多出现在高原高压的后期。

3.2 2006 年 6 月 20~25 日的个例

在高原高压发生前(6 月 17~19 日), 原先位于青藏高原中部的低压槽减弱。副高西伸北抬

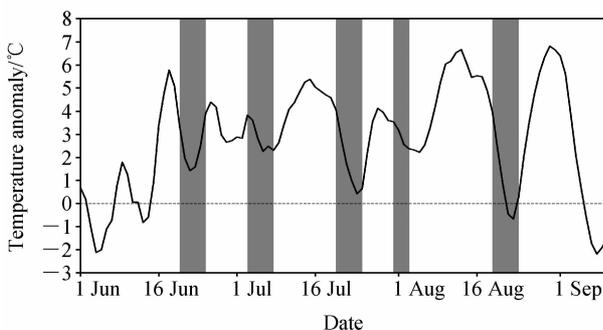


图 1 2006 年 6 月 1 日~9 月 10 日川东 19 站平均的 T_{\max} 距平逐日演变(阴影是夏季 5 次高原高压过程所在时间)

Fig. 1 The time series of daily maximum temperature anomalies of the 19 stations in the eastern part of Sichuan-Chongqing area during 1 Jun-10 Sep 2006 (shaded areas are the time of the five 500-hPa highs over the Tibetan Plateau in the summer of 2006)

(图略)。20~21 日(图 2a), 副高脊线位于 25°N 附近, 西伸脊点位于 97°E 附近, 较常年同期偏北偏西。强烈西伸的副高西端上青藏高原, 高原高压生成。22 日(图 2b), 副高的 584 dagpm 线和伊朗高压的 584 dagpm 线打通, 在 30°N 形成高压坝。受这个高压坝的影响, 江苏大部、安徽、湖北、浙江大部、福建中北部、江西中北部、湖南大部和重庆等地出现了高温炎热天气(图 3a)。这时长江沿线的高温天气是由副热带高压坝引起的。

23 日(图 2c), 随着青藏高原上空低槽的东移, 副高东退, 西伸脊点退至 110°E 附近。高原高压继续维持。脊前西北气流控制川东地区, 不利于水汽向川东地区输送, 也就不利于那里的降水形成。因此, 在长江沿线其它地区的高温天气有所缓解时, 川东地区依然维持高温天气(图 3b)。25 日(图 2d), 高原高压消亡, 青藏高原上依然维持高压脊。脊前西北气流持续控制川东地区。直到 28 日, 控制川东地区的西北气流减弱, 高温天气也随之减弱(图略)。

在这次过程中, 高原高压由副高强烈西伸上青藏高原而引发。在高原高压生成和发展时(7 月 16~22 日), 环流的主要特点是副高强烈西伸, 并与伊朗高压打通, 形成高压坝。沿长江流域(包括川东地区)的高温天气由副高西伸和大陆高压坝控制这些地区引起。23 日, 副高东退后, 由于高原高压脊前的西北气流仍控制川东, 使得川东地区的高温天气持续到 28 日。

3.3 2006 年 7 月 20~25 日的个例

和 6 月 20~25 日的过程不一样, 2006 年 7 月 20~25 日的高原高压过程由伊朗高压东伸上青藏高原而形成。高原高压发生前, 7 月 17 日的 500 hPa 高度场上(图 4a), 青藏高原东北部有一高压中心, 但没有达到高原高压的标准。副热带地区的副高和伊朗高压都处于气候平均位置上。西欧地区(30°E 附近)和巴尔喀什湖地区分别有一低槽。巴尔喀什湖地区的长波槽建立有利于下游半个波长处($105^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 附近)长波脊的建立和副高西伸稳定(陶诗言和徐淑英, 1962)。另一方面, 巴尔喀什湖低槽前的西南暖湿气流有利于青藏高原东北部增温增湿和那里高压的加强。此外, 7 月 17~19 日, 西欧的低压槽不断加深并缓慢东移, 其南侧的西风急流中心也随之东移, 使伊朗

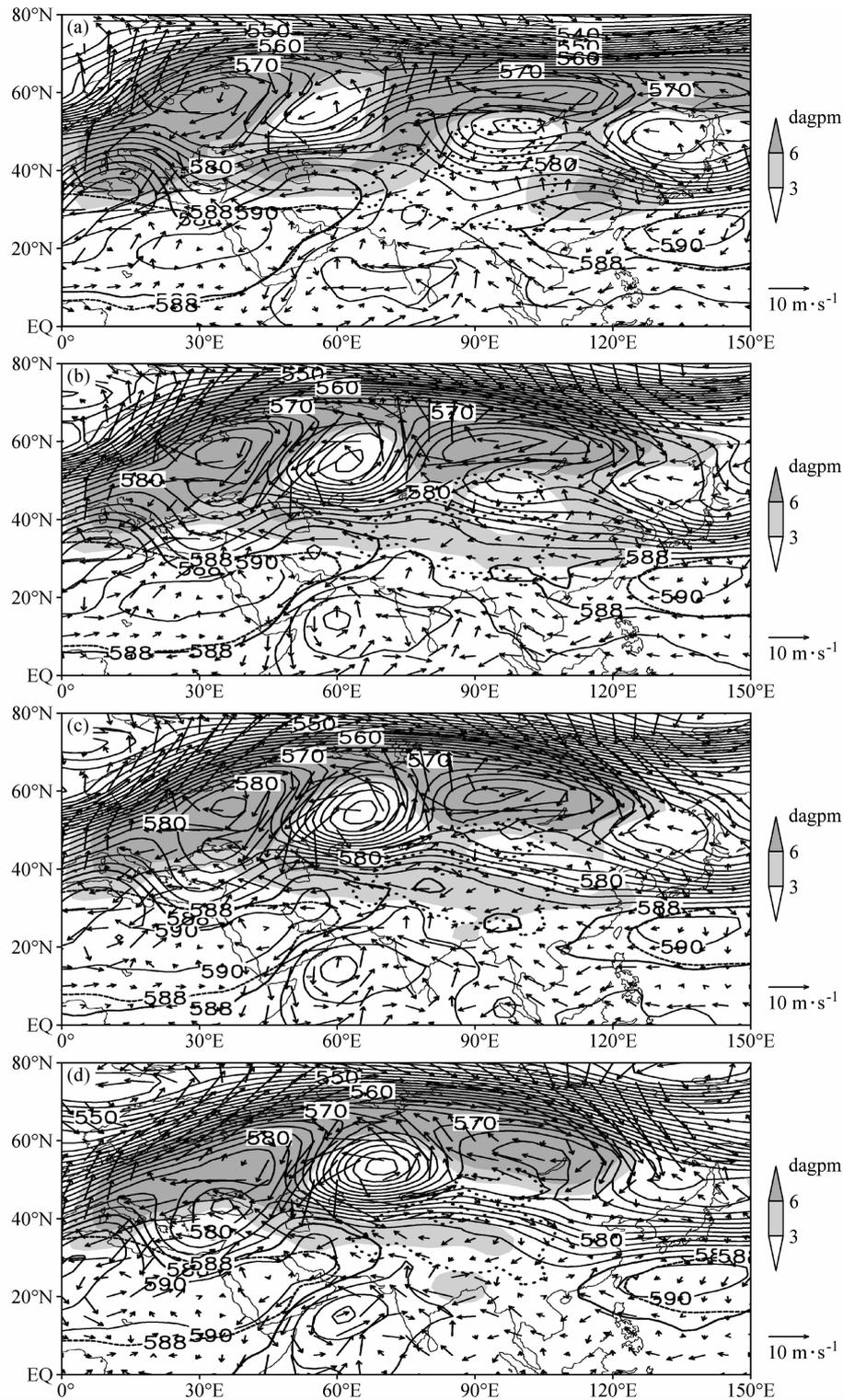


图2 2006年6月(a)20日、(b)22日、(c)23日、(d)25日的高原高压过程500 hPa环流场演变。等值线为 H_{500} ，阴影部分为 H_{500} 距平分布，矢量为 V_{500} 距平，粗实线为588 dagpm，虚线为同期气候平均的588 dagpm，点线为 ≥ 3 km的青藏高原地形
 Fig. 2 The evolution of geopotential height (contour), its anomaly (shaded), and anomalous wind (vector) over 500 hPa on (a) 20 Jun, (b) 22 Jun, (c) 23 Jun, and (d) 25 Jun 2006. Thick solid lines are for 588 dagpm, dashed lines are for climate mean 588 dagpm, and dotted lines represent for topography higher than 3 km

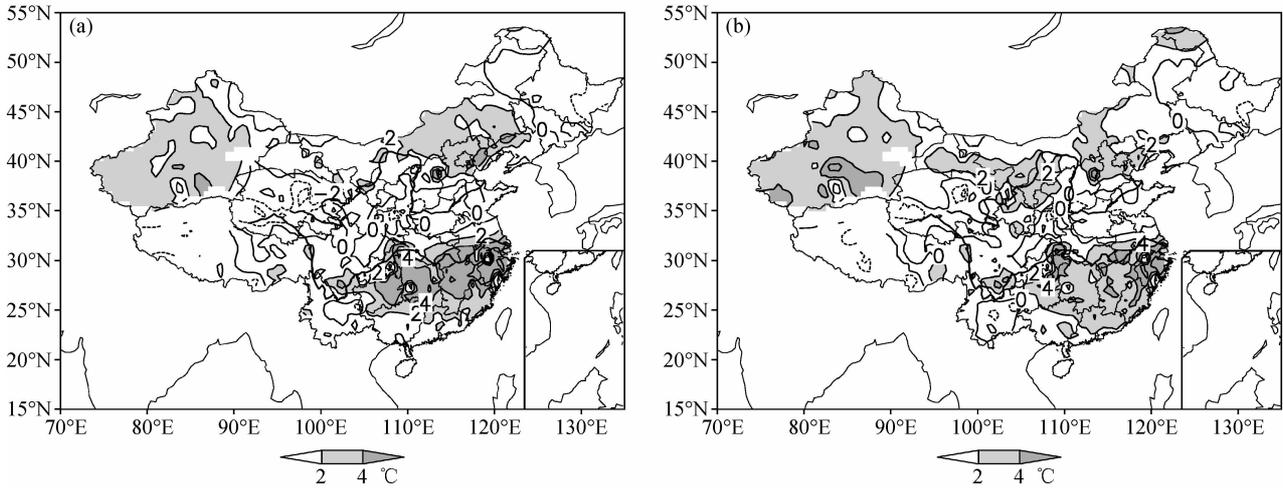


图3 2006年6月(a)22日和(b)23日的 T_{\max} 距平分布

Fig. 3 Distribution of anomalous daily maximum temperature on (a) 22 Jun and (b) 23 Jun 2006

高压东端东伸北抬(图4a和4b)。7月20日(图4b),伊朗高压东伸上青藏高原,高原高压生成。伊朗高压、高原高压、青藏高原东北部高压和副高打通,形成半球尺度的高压坝,造成了重庆 $\geq 40^\circ\text{C}$ 的高温(图5a)。这时的环流形势和青泉等(2007)分析的四川盆地干旱年的环流形势相似,即乌拉尔山地区有阻塞高压,伊朗高压偏强,四川盆地盛行脊前西北气流。

22~25日,受0604号台风“格美”的影响,副高与伊朗高压—高原高压的高压坝断裂(图略)。副高东撤,伊朗高压西退,青藏高原东侧有低压槽加深。受高空槽和台风的共同影响,22~25日,川东出现大到暴雨,局部大暴雨。川东的高温过程出现间断(图略)。与此同时,高原高压逐步减弱,但一直控制着青藏高原西部。

26~28日(图4d),青藏高原西部的高原高压缓慢东移。高压前的西北气流在青藏高原东侧绕青藏高原地形向南控制川东地区。西北气流的盛行使得水汽难于输送到川东地区,导致这里高温天气的再度发展。随着高原高压和高压脊前西北气流的东移, $\geq +2^\circ\text{C}$ 的 T_{\max} 正距平区从新疆和西藏西部,向西南扩展到川东大部分地区,形成了绕青藏高原的 T_{\max} 正距平区(图5b)。

29日,青藏高原上的高压脊与副高再次打通,形成高压坝(图略)。川东出现了 $35\sim 38^\circ\text{C}$ 的高温天气。其中重庆局地 T_{\max} 超过 39°C (饶晓琴,2006),开始了川东地区的第4次(7月26日

~8月4日)极端高温天气。

从上面的分析可见,7月20~25日的高原高压是由伊朗高压东伸上青藏高原而形成的。在高原高压发生前(7月17~20日),巴尔喀什湖地区的低压槽维持有利于副热带西伸,中纬度西风急流的东传使得伊朗高压东伸,并与副高打通形成高压坝。副热带地区的高压坝造成川东地区的极端高温天气。在高原高压发生发展阶段(7月22~25日),青藏高原东部有低压槽发展,川东地区出现强降水,高温天气得到缓和。当高原高压东移减弱为高压脊(7月27~28日),脊前的西北气流控制川东地区,导致了第4次极端高温天气的开始。

3.4 小结

从以上分析可知,高原高压在青藏高原上的形成过程并不单一。在2006年夏季,有的高原高压由副高西伸上青藏高原而形成,如6月20~25日。有的高原高压由伊朗高压东伸而形成,如7月20~25日、7月31日~8月3日和8月19~24日。在2006年夏季,由伊朗高压东伸而形成的高原高压较多,可能是与2006年夏季伊朗高压异常强大和稳定有关(彭京备等,2007;李永华等,2009)。

在2006年川东地区罕见的高温热浪过程中,除了已为广泛研究的西太平洋副高和伊朗高压异常强大稳定外,高原高压过程也起了很重要的作用。在5次高原高压里有3次对川东地区的高温

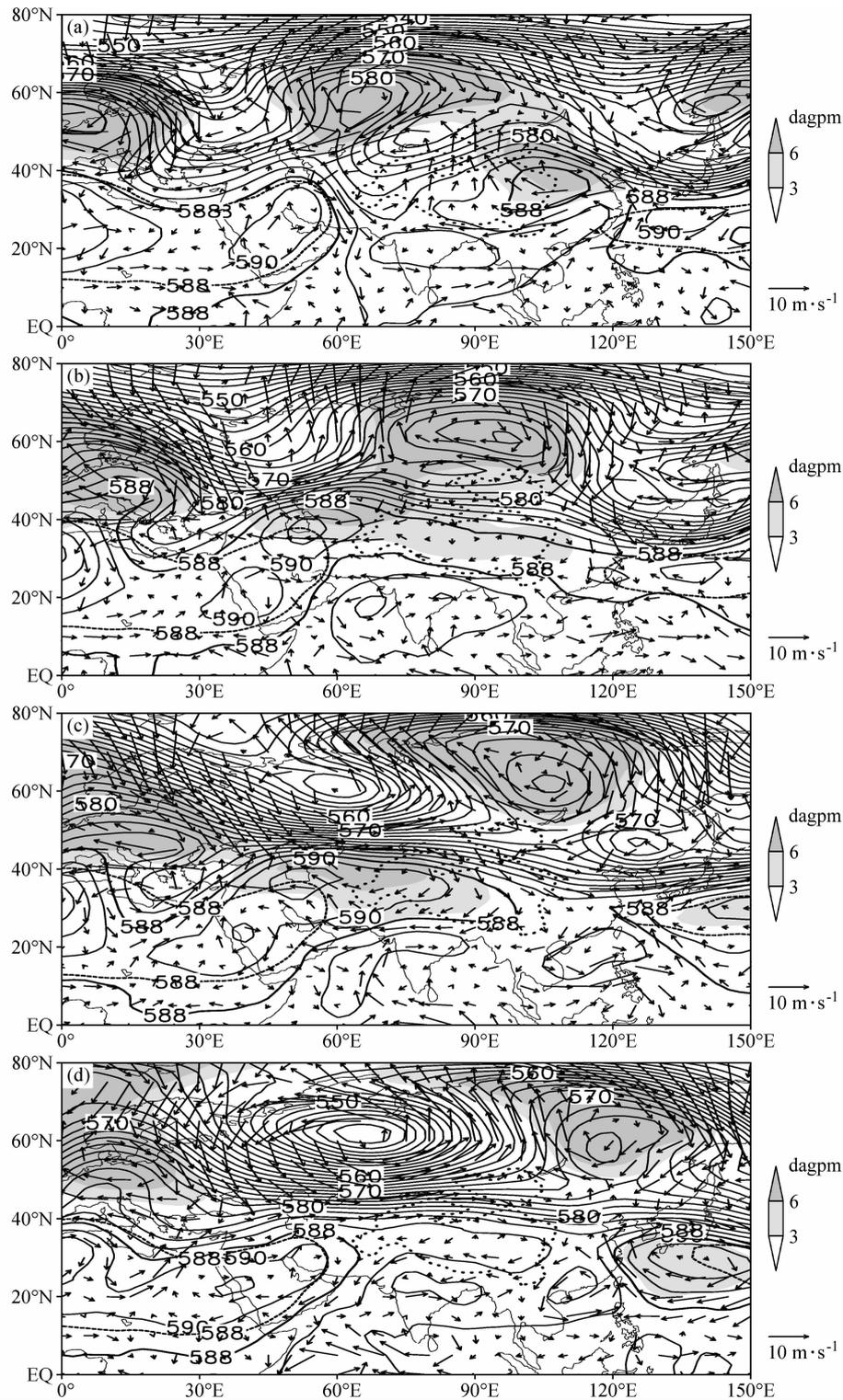


图4 同图2, 但为7月 (a) 17日、(b) 20日、(c) 23日、(d) 27日
Fig. 4 Same as Fig. 2, but for (a) 17 Jul, (b) 20 Jul, (c) 23 Jul, (d) 27 Jul

有影响。由伊朗高压东伸上青藏高原而生成的高原高压多发于青藏高原西部。在它的生成或发展期内, 青藏高原东部有低槽发展, 川东地区的高

温天气缓解或中断。当它东移减弱, 青藏高原上500 hPa为高压脊所控制, 川东地区受脊前西北气流控制, 引发或者延长了川东地区的高温天气。

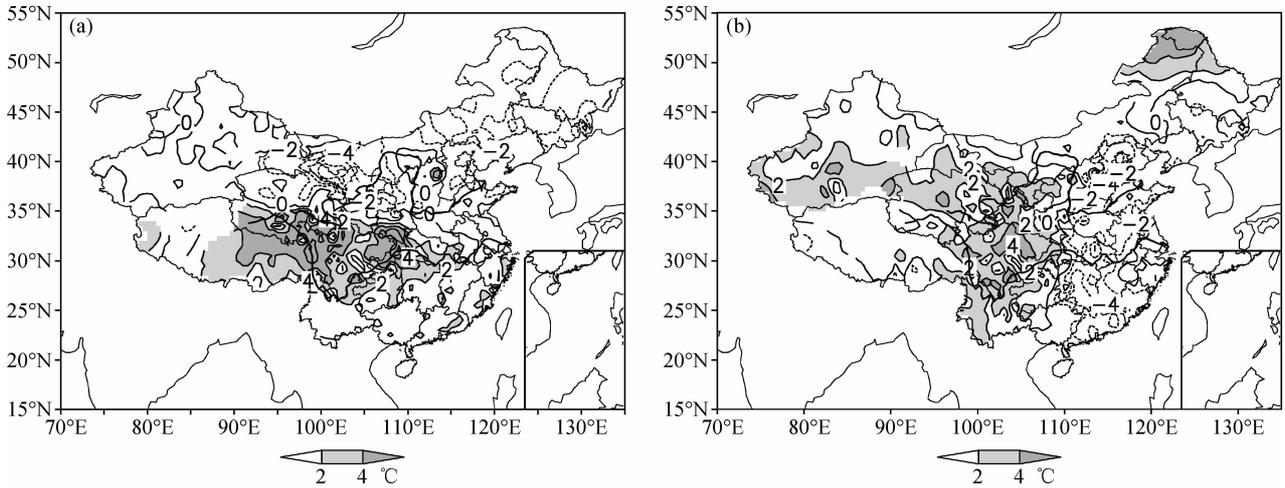


图5 同图3, 但为7月 (a) 20日和 (b) 27日

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for (a) 20 Jul and (b) 27 Jul

这也就解释了为什么除了6月20~25日由副高西伸引起的高原高压外,图1中川东地区的平均 T_{\max} 总是在高原高压发展后期,而不是在高原高压发生发展前期升高。

4 川东高温天气与高原高压的关系

上面我们以2006年夏季川渝地区百年一遇的特大干旱作为个例,分析了高原高压对川东高温热浪天气的影响,下面我们将进一步探讨高原高压对川东地区高温天气影响的普遍性。我们普查1979~2006年间所有的高原高压个例,首先分析夏季高原高压与川东地区高温天气的统计特征,然后将影响川东地区高温天气的高原高压进行分类,分别讨论不同类型高原高压对应环流和 T_{\max} 演变。

4.1 统计特征

1979~2006年间,川东地区高温天气过程共61次,极端高温天气过程共31次。高原高压过程共88次。逐个考察高原高压对川东地区高温天气的影响发现,在1979~2006年共28年中,川东地区受高原高压影响的高温天气过程共36次,占总高温天气过程的59.0%。其中极端高温天气过程共20次,占总极端高温天气过程的64.5%。

为了进一步说明高原高压和川东地区(极端)高温天气过程之间的联系,我们还统计了影响高温过程的高原高压次数。在1979~2006年间的88

次高原高压过程中,有40次高原高压对川东地区的高温天气过程有影响,22次高原高压对川东地区的极端高温天气过程有影响,分别占高原高压过程的45.5%和25.0%。

之所以受高原高压影响的川东高温天气过程次数(36次)和影响川东高温天气过程的高原高压次数(40次)有些差别,是由于有的高温过程持续时间比较长,期间有两次高原高压过程。在1979~2006年间,有4次过程是在一次(极端)高温过程中受两次高原高压的影响。

4.2 合成分析

从2006年的个例分析可以看出,高原高压对川东地区高温天气的影响基本上有两类。一类是高原高压生成、发展后期,正 T_{\max} 距平区绕青藏高原东侧向川东地区伸展,即类似于2006年7月20~25日的过程,称这类过程为“高原高压—高温区绕高原型”。另一类是副高强烈西伸上青藏高原引起的高原高压,正 T_{\max} 距平区位于长江沿线,基本呈东西向分布,即类似于2006年6月20~25日的过程,称这类过程为“副高—长江高温型”。下面首先对1979~2006年间的高原高压过程进行归类,然后针对这两类过程分别进行合成分析,讨论它们的环流演变和川东地区气温变化的共同特点。

4.2.1 “高原高压—高温区绕高原型”

“高原高压—高温区绕高原型”的高原高压共24个,占有影响川东夏季高温天气的高原高压

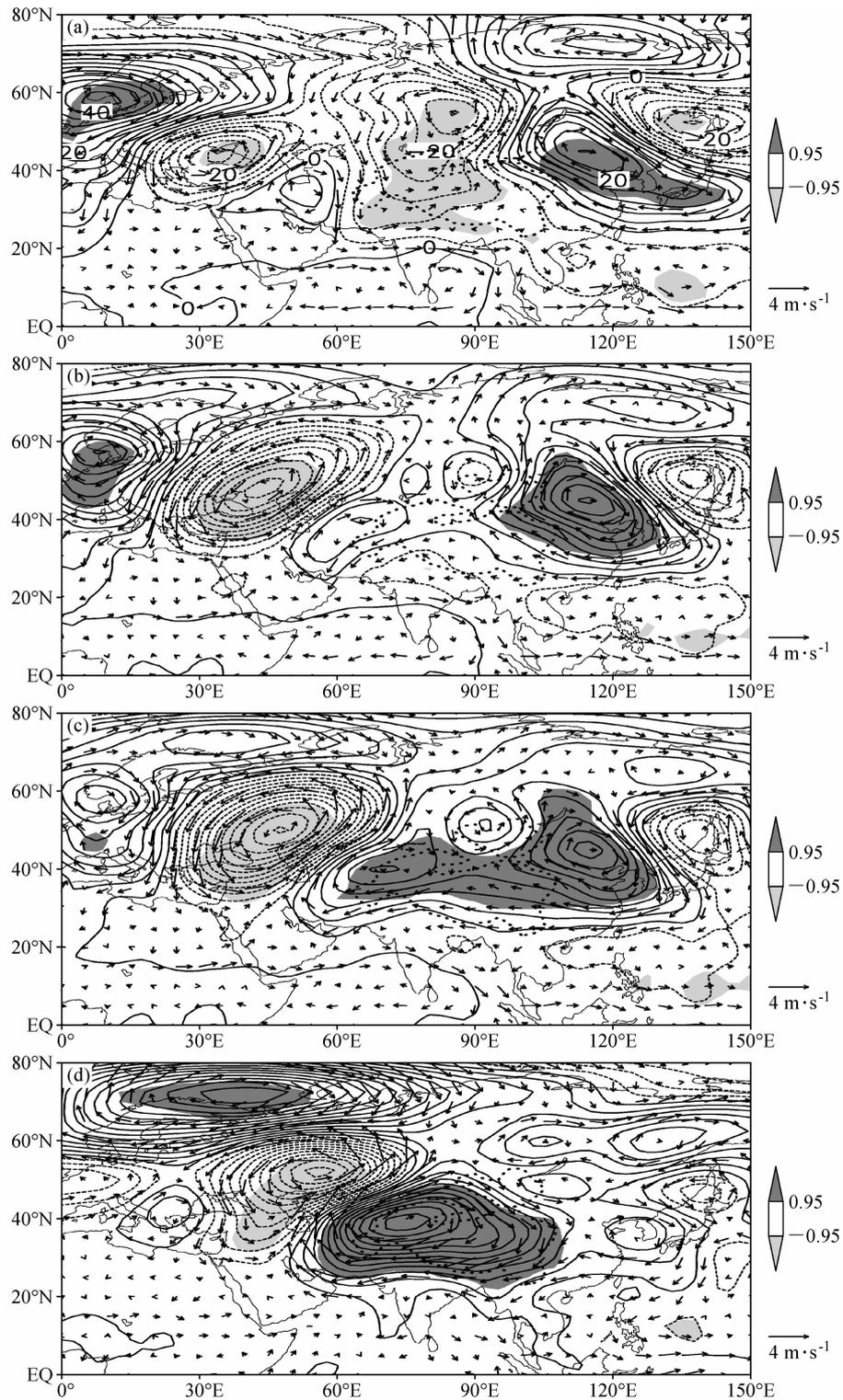


图 6 1979~2006 年间“高原高压—高温区绕高原型”过程合成：(a) -3 日；(b) -1 日；(c) 0 日；(d) +3 日。实线和虚线分别为 H_{500} 距平的正、负值（单位：dagpm），阴影为距平合成结果通过 95% 信度检验；矢量为 V_{500} 距平；点线为 ≥ 3 km 的青藏高原地形
 Fig. 6 Composite time evolution of anomalous geopotential height (units: dagpm, solid and dashed lines denote positive and negative values, respectively; shaded areas are above 95% confidence level) and anomalous wind (vector) over 500 hPa for the type of 500-hPa high-heat wave area around the Tibetan Plateau in 1979-2006; (a) day -3, (b) day -1, (c) day 0, and (d) day +3. Dotted lines represent for topography higher than 3 km

过程的 57.1%。图 6 和图 7 是对“高原高压—高温区绕高原型”过程的 H_{500} 距平场、 V_{500} 距平和 T_{\max} 距平的合成。

高原高压发生前, 中纬度地区有 H_{500} 负距平从黑海以西地区东移加强(图略)并与在巴尔喀什湖地区的 H_{500} 负距平区打通, 在 42°N 附近形成 H_{500} 负距平带(图 6a)。在 H_{500} 负距平带以南的里海东南有一 H_{500} 正距平维持。从 -3 日 ~ -1 日(图 6a 和 6b), 黑海地区的 H_{500} 负距平区显著加深, 并东移到里海以西地区。随着 H_{500} 负距平区的加深东移, 它的东南侧的西南风距平也加强东移。西南风距平的东移使得里海东南的 H_{500} 正距平东移上青藏高原(图 6b)。0 日(图 6c), H_{500} 正距平强烈发展, 青藏高原西部出现显著的 H_{500} 正距平, 高原高压生成。这与 2006 年 7 月 20~25 日的高原高压形成过程很类似(图 4)。这就是说“高原高压—高温区绕高原型”中的高原高压生成过程是伊朗高压东伸上青藏高原而形成高原高压的过程。

高原高压生成后, +1~+3 日, H_{500} 正距平稳定在青藏高原西北部。西北风距平逐渐控制川东地区(图 6d)。从新疆, 经宁夏、内蒙古西部至川东地区, 显著的 T_{\max} 正距平区绕青藏高原分布。

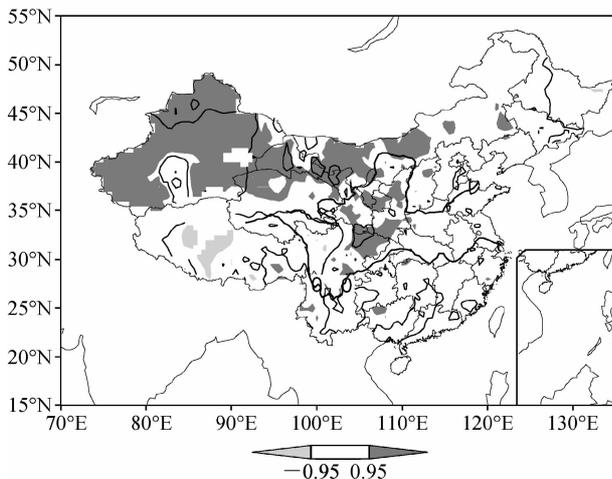


图 7 1979~2006 年间对“高原高压—高温区绕高原型”过程中 +3 日 T_{\max} 距平的合成(单位: $^\circ\text{C}$, 阴影表示合成结果通过 95% 信度)

Fig. 7 Composite of the anomalous daily maximum temperature (units: $^\circ\text{C}$, shaded areas are above 95% confidence level) in day +3 for the type of 500-hPa high-heat wave area around the Tibetan Plateau during 1979-2006

川东地区出现了 $\geq 2^\circ\text{C}$ 的显著 T_{\max} 正距平(图 7)。+4~+9 日(图略), 随着高原高压减弱东移, 显著的 T_{\max} 正距平区也从新疆绕青藏高原向东南收缩, 强度有所减弱。

因此, 产生“高原高压—高温区绕高原型”的高原高压主要由伊朗高压东伸引起的高原高压构成。在高原高压形成后, 脊前西北气流绕青藏高原向东南方向伸展, 形成了从青藏高原北部到川东地区环绕青藏高原的 T_{\max} 的正距平区。

4.2.2 “副高—长江高温型”

图 8 和图 9 是“副高—长江高温型”的环流和 T_{\max} 距平的演变。这类过程共 14 次, 占有影响川东夏季高温天气的高原高压过程的 33.3%。

和“高原高压—高温区绕高原型”的环流演变有所不同, 在这类高原高压发生前(-5~-3 日), 巴尔喀什湖地区的显著 H_{500} 负距平稳定维持(图 8a), 有利于副高的西伸。-3~0 日, 长江以北到华北地区的显著 H_{500} 正距平向西发展, 覆盖整个青藏高原地区, 高原高压生成(图 8b)。受 H_{500} 正距平区的影响, 显著的 T_{\max} 正距平位于长江沿线和西南地区。川东地区出现了 $\geq 2^\circ\text{C}$ 的显著 T_{\max} 正距平(图 9a)。对照 2006 年 6 月 20~25 日的个例可知, -3~0 日的 H_{500} 距平场演变对应于副高强烈西伸上青藏高原, 而形成高原高压的过程。这时的川东至长江中下游地区的高温天气应是由副高控制上述地区而引起。

+2~+4 日, 受东亚沿岸 H_{500} 负距平区向南伸展的影响, 位于大陆上的 H_{500} 正距平区与西太平洋的 H_{500} 正距平区逐步分离(图 8c), 即副高东退。与 H_{500} 正距平的演变一致, 长江中下游地区的显著 T_{\max} 正距平减弱。在长江中上游和贵州等地, 依然受到高原高压脊前西北气流的控制, 显著 T_{\max} 正距平维持(图 9b)。+5~+7 日(图略), 大陆上的 H_{500} 正距平区逐步向西收缩减弱, 中心始终位于青藏高原西部。+8 日, 青藏高原西部的显著 H_{500} 正距平区消失, 川东地区的显著 T_{\max} 正距平范围缩小。

从上面的分析看出, 副高强烈西伸上青藏高原而形成高原高压是“副高—长江高温型”的主要环流演变特征。在高原高压形成前, 副高西伸控制长江沿线直至长江上游地区, 形成了沿长江的高温区。当副高东退, 长江中下游地区的高温

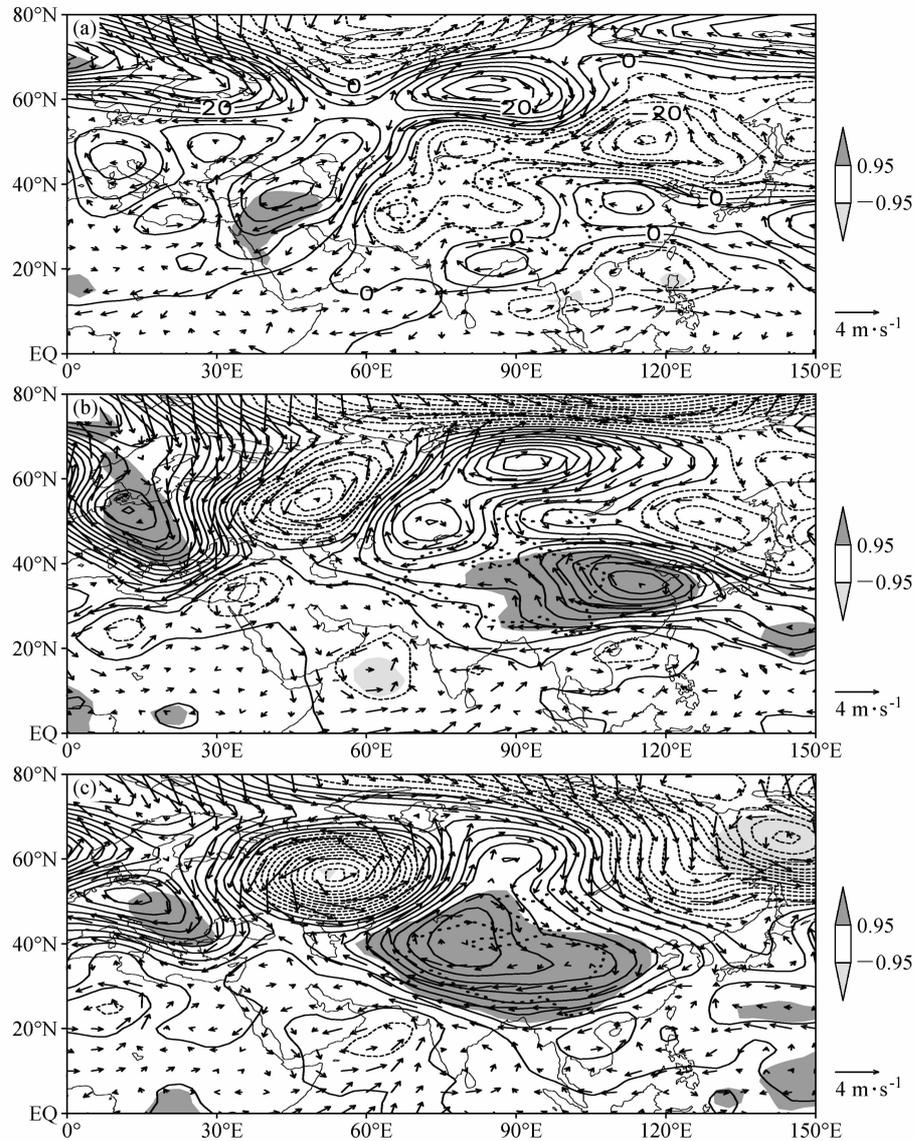


图 8 同图 6, 但为“副高—长江高温型”过程

Fig. 8 Same as Fig. 6, but for the type of the subtropical high - heat wave

天气得到缓解。青藏高原上残留的高压, 即高原高压, 脊前西北气流控制川东地区, 使得这里的高温天气继续维持。

4.3 小结

本节中, 我们按照对川东地区高温天气的影响, 将高原高压分为两类。一类是高原高压生成、发展后, 青藏高原上形成高压脊。这个高压脊缓慢东移。脊前西北气流绕青藏高原地形逐步控制川东地区, 有利于高温天气的形成, 称这类过程为“高原高压—高温区绕高原型”, 其特点是在高原高压发展后期, 正 T_{\max} 距平区绕青藏高原东侧

向川东地区伸展, 基本呈南北走向。另一类是副高强烈西伸上青藏高原形成的高原高压。在这类高原高压形成和发展过程中, 副高西端控制了川东地区, 形成高温天气。当副高东退, 高原高压依然控制川东地区, 使得这里的高温天气延续。我们称这类过程为“副高—长江高温型”, 其特点是在高原高压发展前期正 T_{\max} 距平区位于长江沿线, 基本呈东西向分布。

其中“高原高压—高温区绕高原型”高原高压过程共 24 次, “副高—长江高温型”高原高压过程共 14 次, 分别占有影响川东夏季高温天气

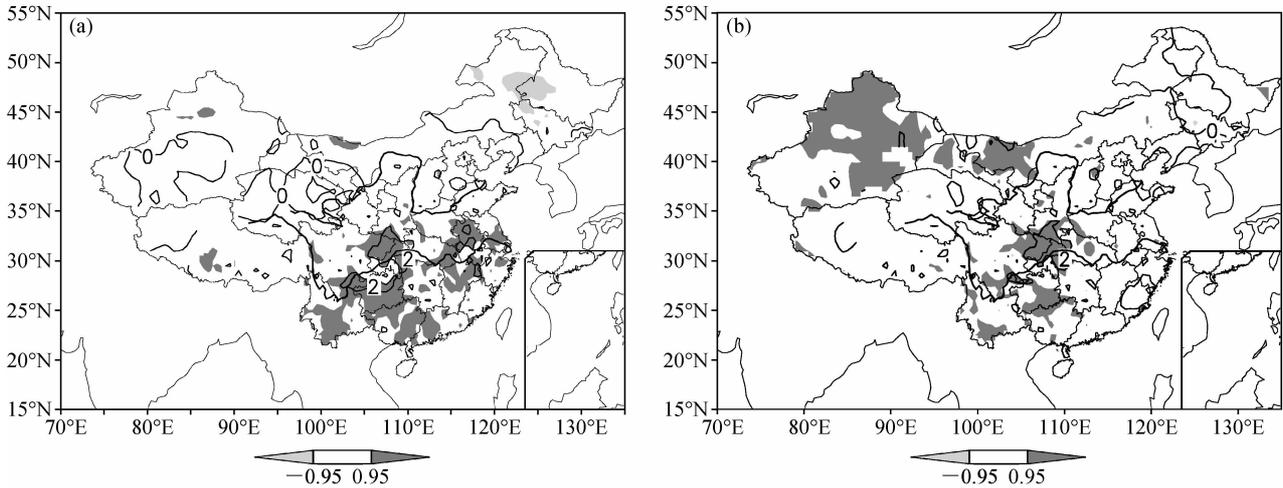


图9 同图7, 但为“副高一长江高温型”过程

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for the type of the subtropical high - heat wave

的高原高压过程的 57.1% 和 33.3%。因此, 这两类过程包括了 90% 左右的高原高压影响川东地区高温天气过程, 具有相当代表性, 是高原高压影响川东高温天气过程的主要类型。

5 结论和讨论

本文从分析 2006 年两次高原高压过程对川东地区罕见的高温热浪过程的影响入手, 研究了天气尺度的高原高压与川东地区高温天气的关系。

对 2006 年川东地区罕见的高温热浪过程进行分析发现, 2006 年共发生了 5 次高原高压过程, 其中 3 次对川渝罕见的高温热浪过程有重要影响。虽然引起高原高压的过程多种多样, 但对川东地区高温天气的影响主要可以分为两类。一类是由伊朗高压东伸上青藏高原的高原高压。在高原高压发展后期, 高原高压脊前的西北气流绕青藏高原控制高原东北侧和东侧地区。 T_{\max} 正距平区出现在西北地区到川东地区。青藏高原东北侧到川东地区易于出现高温天气。这就是“高原高压—高温区绕高原型”。这一型高原高压在东移过程中对黄河上游天气气候的影响与孙国武等 (1989) 的研究结果一致。另一类是副高强烈西伸上青藏高原引起的高原高压。在高原高压生成期, 副高西端控制川东地区, 川东地区和长江中下游地区出现纬向的 T_{\max} 正距平。在高原高压的发展后期, 副高东退, 长江中下游地区的高温天气得到缓解。

川东地区受依然维持的高原高压影响, 高温天气并不随着副高的东退而结束。我们称这类过程为“副高一长江高温型”。

1979~2006 年间, 受高原高压影响的川东高温天气过程和极端高温天气分别占总高温过程和极端高温过程的 59.0% 和 64.5%。二者有较密切的关系。

将 1979~2006 年间所有对川东地区高温天气有影响的高原高压过程进行分析。结果表明, “高原高压—高温区绕高原型”和“副高一长江高温型”是高原高压影响川东高温天气过程的主要类型, 包括了 90% 左右的高原高压影响川东地区高温天气过程。对这两类过程的合成结果和前面的两个个例分析结果基本一致。这两种类型的高原高压体现了不同的高原高压形成机制。“高原高压—高温区绕高原型”主要表现了伊朗高压东伸形成高原高压的过程。“副高一长江高温型”则主要表现了副高强烈西伸上青藏高原形成高原高压的过程。

我们注意到有近半数的高原高压过程对川东高温天气没有影响。初步分析表明, 当高原高压的强度比较弱、高原高压的影响主要位于青藏高原西部或北部, 则没有绕青藏高原的西北气流控制川东地区, 也就没有高原高压对川东地区高温天气的影响。此外, 我们还发现在对川东高温天气影响较小的 2006 年 7 月 3~8 日和 8 月 19~24 日的高原高压过程中, 副高位置都相对偏南偏东。

那么副热带高压的位置是不是高原高压影响川东地区高温天气的必要条件呢? 什么样的环流配置最有利于高原高压影响川东地区高温天气? 这些将是我们今后研究的重点。

参考文献 (References)

- 鲍媛媛, 康志明, 金荣花, 等. 2007. 川渝地区夏季旱涝与海温异常浅析 [J]. 气象, 33 (5): 89-93. Bao Yuanyuan, Kang Zhiming, Jin Ronghua, et al. 2007. Analysis of floods and droughts in Chongqing and east Sichuan [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 33 (5): 89-93.
- 段廷扬, 马兰香, 卢建壮. 1992. 青藏高原 500 hPa 高压的统计特征 [J]. 高原气象, 11 (1): 56-65. Duan Tingyang, Ma Lanxiang, Lu Jianzhuang. 1992. The statistical characteristics of the 500 hPa high over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 11 (1): 56-65.
- 郭渠, 孙卫国, 程炳岩, 等. 2009. 重庆近 48 年来高温天气气候特征及其环流形势 [J]. 长江流域资源与环境, 18 (1): 52-59. Guo Qu, Sun Weiguo, Cheng Bingyan, et al. 2009. Analyses on climatic characteristics of high temperature and circulation situation in recent 48 years in Chongqing city [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin (in Chinese), 18 (1): 52-59.
- 胡豪然, 毛晓亮, 梁玲. 2008. 近 50 年川渝地区夏季极端高温事件的时空演变特征 [J]. 高原山地气象研究, 28 (3): 15-20. Hu Haoran, Mao Xiaoliang, Liang Ling. 2008. Temporal and spatial variations of extreme high temperature event of summer over Sichuan and Chongqing region in last 50 years [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 28 (3): 15-20.
- 黄丹青, 钱永甫. 2008. 我国极端温度事件的定义和趋势分析 [J]. 中山大学学报 (自然科学版), 47 (3): 112-116. Huang Danqing, Qian Yongfu. 2008. The definition of daily mean temperature extremes over China and its trend [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni (in Chinese), 47 (3): 112-116.
- 李桂琴. 1987. 1979 年夏季青藏高原移动性高压分析 [M] // 青藏高原气象科学实验领导小组. 青藏高原气象科学实验文集 (三). 北京: 科学出版社, 153-160. Li Guiqin. 1987. Analysis on the 500 hPa high over the Tibetan Plateau in the summer of 1979 [M] // Leading group of the Tibetan Plateau Meteorological Experiment. Papers on the Tibetan Plateau Meteorological Experiment (Part III) (in Chinese). Beijing: Science Press, 153-160.
- 李永华, 徐海明, 刘德. 2009. 2006 年夏季西南地区东部特大干旱及其大气环流异常 [J]. 气象学报, 67 (1): 122-132. Li Yonghua, Xu Haiming, Liu De. 2009. Features of the extremely severe drought in the east of southwest China and anomalies of atmospheric circulation in summer 2006 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (1): 122-132.
- 梁凤荣. 2007. 再谈重庆高温干旱 [J]. 四川气象, 27 (3): 18-20. Liang Fengrong. 2007. Reanalysis of the high temperature and drought in Chongqing [J]. Journal of Sichuan Meteorology (in Chinese), 27 (3): 18-20.
- 潘晓华, 翟盘茂. 2002. 气温极端值的选取与分析 [J]. 气象, 28 (10): 28-31. Pan Xiaohua, Zhan Panmao. 2002. Analysis of surface air temperature extremum [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 28 (10): 28-31.
- 潘建华, 刘晓琼. 2006. 四川省 2006 年盛夏罕见高温干旱分析 [J]. 四川气象, 26 (4): 12-14. Pan Jianhua, Liu Xiaoqiong. 2006. Analysis of the unusual high temperature and drought during midsummer in Sichuan in 2006 [J]. Journal of Sichuan Meteorology (in Chinese), 26 (4): 12-14.
- 彭京备, 张庆云, 布和朝鲁. 2007. 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, 12 (3): 464-474. Peng Jingbei, Zhang Qingyun, Bueh Cholaw. 2007. On the characteristics and possible causes of a severe drought and heat wave in the Sichuan-Chongqing region in 2006 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 12 (3): 464-474.
- 青泉, 汪丽, 谢娜, 等. 2007. 2006 年川渝伏旱成因浅析 [J]. 四川气象, 27 (2): 10-12. Qing Quan, Wang Li, Xie Na, et al. 2007. Plain analysis of the formation cause of the midsummer-drought in Sichuan and Chongqing in 2006 [J]. Journal of Sichuan Meteorology (in Chinese), 27 (2): 10-12.
- 饶晓琴. 2006. 中西部地区高温炎热 台风引发致洪暴雨 [J]. 气象, 32 (10): 117-123. Rao Xiaoqin. 2006. Heat wave in the middle and western of China and heavy rain and flood by typhoon [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 32 (10): 117-123.
- 孙国武, 李春普, 胥洪波. 1989. 盛夏青藏高原上空高压形成和维持的动力机制 [J]. 气象, 15 (12): 17-20. Sun Guowu, Li Chunpu, Xu Hongbo. 1989. A dynamical mechanism for the formation and maintenance of the 500 hPa highs over the Tibetan Plateau in midsummer [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 15 (12): 17-20.
- 陶诗言, 徐淑英. 1962. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征 [J]. 气象学报, 32 (1): 1-10. Tao Shiyang, Xu Shuying. 1962. Some aspects of the circulation during the periods of the persistent drought and flood in Yangtze and Hwai-ho valleys in summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 32 (1): 1-10.
- 肖逸祥, 祁生秀. 2007. 巴中市夏季高温干旱气候特征及预测研究 [J]. 四川气象, 27 (3): 12-15. Xiao Dixiang, Qi Xiusheng. 2007. Climatic features and prediction study of high temperature and drought in summer in Bazhong city [J]. Journal of Sichuan Meteorology (in Chinese), 27 (3): 12-15.
- 杨淑群, 潘建华, 柏建. 2008. 2006 年四川极端高温干旱影响系统分析 [J]. 西南大学学报 (自然科学版), 30 (7): 133-137.

- Yang Shuqun, Pan Jianhua, Bai Jian. 2008. Analysis of the extreme heat wave and drought over Sichuan basin in 2006 [J]. Journal of Southwest University (Natural Science Edition) (in Chinese), 30 (7): 133-137.
- 赵文虎, 孙卫国, 程炳岩. 2008. 近 50 年川渝地区的气温变化及其原因分析 [J]. 高原山地气象研究, 28 (3): 59-67. Zhao Wenhui, Sun Weiguo, Cheng Bingyan. 2008. Analysis of the temperature variations and its reason in Sichuan and Chongqing [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 30 (7): 133-137.
- 邹旭恺, 高辉. 2007. 2006 年夏季川渝高温干旱分析 [J]. 气候变化研究进展, 3 (3): 149-153. Zou Kaihui, Gao Hui. 2007. Analysis of severe drought and heat wave over the Sichuan basin in the summer of 2006 [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 3 (3): 149-153.