

刘云丰, 李国平. 2016. 夏季高原大气热源的气候特征以及与高原低涡生成的关系 [J]. 大气科学, 40 (4): 864–876. Liu Yunfeng, Li Guoping. 2016. Climatic characteristics of atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and its possible relationship with the generation of the Tibetan Plateau vortex in the summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (4): 864–876, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15184.

夏季高原大气热源的气候特征以及与高原低涡生成的关系

刘云丰 李国平

成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

摘 要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料和基于此再分析资料的高原低涡统计数据, 采用线性趋势、Morlet 小波、EOF 分解、合成分析等方法, 分析了 1981~2010 年夏季高原大气热源气候特征以及与高原低涡生成的联系。结果表明: 夏季高原大气热源平均强度为 105 W m^{-2} , 随时间有减弱趋势, 具有明显的年代际变化, 存在显著的准 3 年周期振荡。高原低涡高发年, 高原大气热源强度明显高于气候态, 主要表现为高原大气热源的水平分布差异。在低涡高发年, 涡度平流的空间分布和大气经向垂直环流结构显示: 高原沿东南向西北存在 500 hPa 正涡度平流带, 为高原低涡生成提供了有利的涡度场。同时, 高原大气热源异常的水平分布促使高原上空产生上升气流, 有助于高原上形成低层辐合、气旋式环流, 整层上升运动, 高层辐散、反气旋式环流的三维流场, 促进高原低涡在低层生成, 此时高原主体低空为正涡度区。并且, 大气热源在垂直方向的变化也影响低涡的生成。最后, 根据本文结果和我们前期的相关研究, 从热成风原理和高原大气热力适应理论两方面对高原大气热源与高原低涡生成频数的统计结果给出了机理解释。

关键词 青藏高原 大气热源 高原低涡 合成分析

文章编号 1006-9895(2016)04-0864-13

中图分类号 P443

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15184

Climatic Characteristics of Atmospheric Heat Source over the Tibetan Plateau and Its Possible Relationship with the Generation of the Tibetan Plateau Vortex in the Summer

LIU Yunfeng and LI Guoping

College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract The NCEP/NCAR reanalysis data and the Tibetan Plateau Vortex (TPV) statistical data from the same data base for the period of 1981 to 2010 have been exploited in this study to analyze the summertime climatic characteristics of atmospheric heat source and its relationship with the generation of TPV. The linear trend analysis, Morlet wavelet, EOF decomposition and composite analysis methods are used. The result shows that the summertime average strength of atmospheric heat source is 105 W m^{-2} over the TP. Moreover, the strength demonstrates a weakening trend that has

收稿日期 2015-04-15; **网络预出版日期** 2015-12-31

作者简介 刘云丰, 男, 1990 年出生, 硕士, 主要从事天气动力学研究。E-mail: 709102755@qq.com

通讯作者 李国平, E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2012CB417202, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201206042, 国家自然科学基金项目 91337215、41175045

Funded by National Key Basic Research and Development Program (973 Program) Project of China (Grant 2012CB417202), Special Fund for Meteorological Research in the Public Interest (Grant GYHY201206042), and National Natural Science Foundation of China (Grants 91337215, 41175045)

obvious decadal variations. In particular, a significant periodic oscillation with a cycle of approximate 3 years is detected. In the years of high frequency of TPV, the strength is obviously higher than the climatically averaged value. The main anomaly of heat source is horizontally distributed over the Tibetan Plateau. Analyses of the vorticity advection and the vertical cross section of secondary circulation indicate that a positive vorticity advection from the southeast to the northwest at 500 hPa provides positive vorticity for the TPV over the Tibetan Plateau. At the same time, the Tibetan Plateau behaves as an atmospheric heat source in the summer. It promotes updrafts over the plateau, which are favorable for low-level convergence, high-level divergence, and cyclonic and anticyclonic circulation development. As a result, the generation of the TPV is promoted. Note that positive vorticity is produced above the Tibetan Plateau. Finally, by applying the principle of thermal wind and atmospheric thermal adaptation theory, this study provides a physical explanation for the link of the Tibetan Plateau atmospheric heat sources and the statistical result of the frequency of TPV generation.

Keywords Tibetan Plateau, Heat source, Vortex, Composite analysis

1 引言

青藏高原特殊的自然地理、复杂的地形使它成为一个位于对流层中部的巨大热源, 对北半球乃至全球范围的天气和气候起着“启动器”和“放大器”的作用, 也是其下游的我国东部灾害性天气的“上游关键区”。早期, 叶笃正等(1957)、Flohn(1968)以及叶笃正和高由禧(1979)对青藏高原大气热源进行了初步研究, 指出夏季高原上空为一热源, 且高原的热力作用对大气环流有着重要影响。赵平和陈隆勋(2001)利用 1961~1995 年青藏高原及周边地区 148 个地面观测站的资料, 计算了大气热源汇的气候特征和其与我国降水的关系, 认为夏季高原的热力作用与产生于高原上空 500 hPa 的低值系统有密切的关联, 当高原上低值系统频繁东移能对长江流域的降水有明显的影 响。因此, 夏季高原大气热源与长江流域降水有明显的正相关。此外, Reiter and Gao(1982)、Wu and Zhang(1998)也认为高原的热力作用对南亚高压和季风爆发有显著的影响。

自 1979 年第一次青藏高原气象科学试验以来, 对高原低涡的研究和应用也逐步增多(孙国武, 1987; 罗四维, 1992; 罗四维等, 1993)。随后的研究表明, 青藏高原在其动力和热力的作用的影响下, 是北半球同纬度地区气压系统出现最频繁的地区。进一步研究表明, 高原低涡的形成不仅有青藏高原复杂的地形作用, 热力强迫作用也是必不可少的(刘晓冉和李国平, 2006; Zhang et al., 2014)。例如李国平等(2002)考虑热带气旋类青藏高原低涡为受加热和摩擦强迫并满足热成风平衡的轴对称涡旋系统, 通过求解线性化的柱坐标系中涡旋模式的初值问题, 分析了地面感热对高原低涡流场结

构及发展的影响, 指出地面感热对低涡的生成及发展具有重要作用, 但这种作用是否有利于低涡的发展与低涡中心和感热加热中心的配置有关。田珊儒等(2015)在高原低涡和对流系统的相互作用的个例研究中指出: 高原中西部地面感热加热对高原低涡生成有重要作用, 地面加热对高原低涡和对流系统存在正反馈的影响。同时, 李国平等(2016)也研究了青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响。而罗四维等(1991)、杨洋和罗四维(1992)从能量计算角度, 采用视热源方程、视水汽汇方程对一次高原低涡的产生及发展过程进行的诊断分析表明, 低涡的生成、发展及消亡与它附近大气柱加热场变化有密切的关系。Dell'osso and Chen(1986)对高原低涡的数值试验也发现凝结潜热对低涡的生成、发展有重要影响。

从上述研究历程的简要回顾可以看出, 以往高原热源的影响研究主要集中在高原大气热源与降水、大气环流的关系; 热力作用对高原低涡的影响也仅仅局限于地面热源(地面感热和蒸发潜热)与低涡的个例关系。而高原的热力作用不仅仅只有地面感热、蒸发潜热, 还包括整层的大气热源, 因此本文将侧重研究高原大气热源的气候学特征以及与高原低涡生成频数的统计关系并进行机理探讨, 以期丰富人们对高原热力作用对于天气、气候影响的认识。

2 资料与方法

对于青藏高原低涡的识别方法主要有人工识别和客观识别, 目前仍以人工识别方法为主。高原低涡的识别标准主要为: 500 hPa 等压面上, 高原地区形成闭合等高线的低压或有 3 个站点风向呈气

旋性的低涡环流（青藏高原气象科学研究拉萨会战组，1981）。本文选取成都信息工程大学高原气象研究组建立的 1981~2010 年高原低涡数据集（李国平等，2014）。该资料是基于 NCEP/NCAR 再分析资料绘制的天气图对该 30 年夏季高原低涡进行人工识别统计，同时参考了 MICAPS（Meteorological Information Combine Analysis and Process System）天气图，并通过对比中国气象局成都高原气象研究所出版的《青藏高原低涡切变线年鉴》进行了订正。

本文所用大气热源数据是基于 NCEP/NCAR 1981~2010 年每 6 小时一次的再分析资料计算而得，包括温度场、水平风场、等压面垂直速度场和地面气压场。水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直方向上从 1000 hPa 到 100 hPa 共 12 层。

大气热源的计算方法分为正算法和倒算法，本文采用 Yanai et al.（1973）提出的倒算法，即大气热源可表示为

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial(S' \omega')}{\partial p}, \tag{1}$$

其中， Q_1 为单位质量大气热量的源汇，其主要由净辐射加热（冷却） Q_R 、潜热加热和扰动产生的垂直感热输送组成。 c 为凝结率， S' 为扰动感热通量， ω' 为扰动垂直速度，其他为常用符号。采用质量权重对大气热源 Q_1 进行垂直积分：

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp = \frac{c_p}{g} \int_{p_t}^{p_s} \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] dp, \tag{2}$$

其中， p_s 是地面气压， p_t 是大气层顶气压（本文取为 100 hPa）， $\langle Q_1 \rangle$ 是整层大气热源 Q_1 在单位面积下的垂直积分。 $\langle Q_1 \rangle$ 的正负表示大气柱总的非绝热加热或冷却，即大气热源或热汇。文中所涉及的青

藏高原水平范围统一界定为（ $27.5^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ ， $77.5^{\circ}\text{E} \sim 102.5^{\circ}\text{E}$ ）。

3 夏季青藏高原大气热源特征与高原低涡生成频数的时间相关性

近年来，随着再分析资料的逐步完善及应用普及，再分析资料在高原大气研究的可靠性也日益受到关注。为了检验大气热源计算结果的可靠性和准确性，我们对本文计算的大气热源结果与前人的相关计算结果进行了比对（表 1）。

青藏高原 1981~2010 年大气热源的均值（表 1）表明，高原地区从 10 月到次年 3 月为热汇，其中最强热汇月出现在 12 月，为 -81 W m^{-2} ；高原地区 4~9 月为热源，最强热源在 7 月，为 119 W m^{-2} 。与前人研究结果进行比较，我们计算的大气热源与叶笃正和高由禧（1979）、陈隆勋和李维亮（1983）、Yanai et al.（1992）以及赵平和陈隆勋（2001）的结果差异主要体现在具体数值上，这种差异可能是所选区域、计算方法所用资料以及研究年代不同造成的。但就热源性质、数量级及月变化趋势的比较结果来看，本文利用 NCEP 再分析资料计算的高原大气热源月均值是可靠的。

图 1 为 1981~2010 年青藏高原夏季大气热源强度的空间分布。6 月（图 1a），高原主体为热源，青藏高原大气热源强度呈现“南高北低”，且东部热源明显强于西部。高原主体大气热源强度在 $50 \sim 100 \text{ W m}^{-2}$ 之间，最大中心强度达到 300 W m^{-2} 以上。7 月（图 1b），随着孟加拉湾北部大气热源加强， 200 W m^{-2} 等值线明显北上，青藏高原南部大气热源强度到达 100 W m^{-2} 以上，青藏高原大气热源强度整体增强，达到全年最强，中心强度可达 400 W m^{-2} 以上。8 月份（图 1c）， 100 W m^{-2} 等值线开始南撤，同时高原主体大气热源强度减弱，东北部甚至出现冷源（热汇）。此时，孟加拉湾西北侧大

表 1 青藏高原大气热源区域平均的月均值和年均值（单位： W m^{-2} ）

Table 1 The monthly and annual averages of regionally mean atmospheric heating over the Tibetan Plateau (units: W m^{-2})

作者	资料	月均值/ W m^{-2}												年均值/ W m^{-2}
		1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	
本文	NCEP	-68	-38	-8	32	73	108	119	89	43	-32	-73	-81	14
叶笃正和高由禧（1979）	地面观测资料	-72	-42	25	60	93	108	101	74	44	-10	-54	-77	21
陈隆勋和李维亮（1983）	气象卫星观测资料	-59	-34	14	40	53	80	89	85	45	-29	-59	-78	12
赵平和陈隆勋（2001）	地面观测资料	-60	-34	-12	18	50	78	75	51	17	-27	-57	-72	2
Yanai et al.（1992）	FGGE II-b	-36	-15	22	38	107	88	80	62				-40	

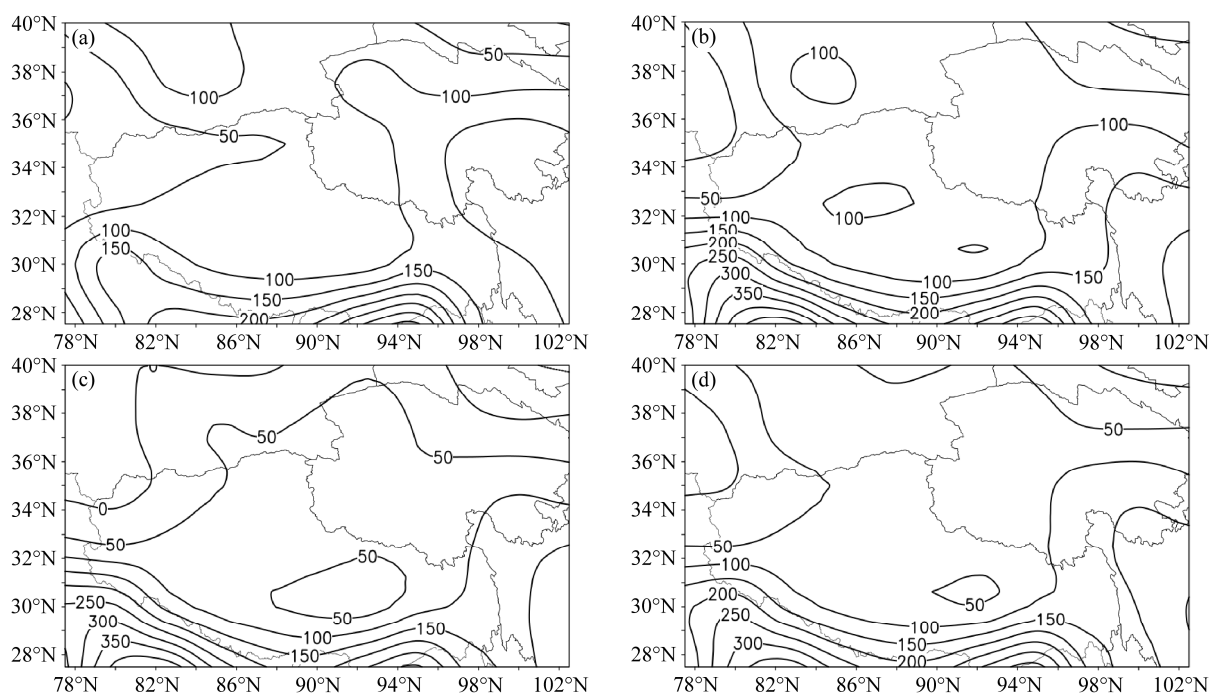


图1 青藏高原大气热源水平分布特征 (单位: W m^{-2}): (a) 6月; (b) 7月; (c) 8月; (d) 夏季

Fig. 1 Horizontal distributions of atmospheric heating (units: W m^{-2}) averaged over (a) June, (b) July, (c) August, and (d) summer

气热源逐渐减弱南撤。夏季总体上高原大气热源为强热源区 (图 1d), 平均强度在 100 W m^{-2} 以上, 高原东部热源明显强于西部。热源中心主要位于高原南侧, 且热源等值线密集, 表明由于高原南侧喜马拉雅山脉地形的陡峭, 导致大气热源强度的经向差异显著。

图 2 为 6 月高原大气热源强度的年代际变化和 Morlet 小波分析。从 1981 年开始 6 月份大气热源强度整体呈减弱趋势, 气候倾向率为 $-0.96 \text{ W m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 大气热源平均强度为 108 W m^{-2} ; 1981 年后, 大气热源强度呈持续下降趋势, 从 21 世纪开始大气热源强度逐渐由减弱趋势转为增强趋势; 并且高原大气热源具有 3~4 年周期振荡 (图 2b), 3~4 年的振荡周期在 2005 年前后比较显著, 通过了 90% 的信度检验。

图 3 为 7 月高原大气热源强度的年代际变化和 Morlet 小波分析。从 1981 年开始 7 月份高原大气热源整体呈减弱趋势, 气候倾向率为 $-0.79 \text{ W m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 大气热源平均强度为 119 W m^{-2} ; 自 20 世纪 80 年代中期到 20 世纪末大气热源持续减弱, 21 世纪初大气热源强度转变为增强趋势。由图 3b, 该月大气热源序列主要存在准 3 年周期, 其中准 3 年的周期振荡从 1995 年到 2010 年前后都比较明

显。

由图 4, 自 1981 年以来 8 月份大气热源强度整体呈增强趋势, 但年代际变化趋势不明显, 20 世纪初大气热源强度有明显的增强趋势, 其气候倾向率为 $0.18 \text{ W m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 8 月大气热源平均强度为 89 W m^{-2} 。高原大气热源存在准 3 年、准 9 年的周期振荡现象 (图 4b), 3~4 年的周期振荡在 1997 年前后较为明显, 且通过了 90% 的信度检验。准 9 年的周期振荡现象在 1995 年前后较为明显。

图 5 是夏季大气热源强度的年代际变化和 Morlet 小波分析。从 1981 年开始夏季高原大气热源强度表现为减弱趋势, 其气候倾向率为 $-0.52 \text{ W m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 夏季大气热源强度均值为 105 W m^{-2} ; 2000 年以前, 大气热源强度有减弱趋势, 21 世纪开始逐渐由减弱趋势转为增强趋势。由图 5b, 高原大气热源强度存在准 3 年的周期振荡现象, 其中 1997 年前后、2007 年前后具有较为明显, 且均通过了 90% 的信度检验。

有作者利用不同的台站观测或再分析资料通过正算法也给出了青藏高原大气热源在 1981~2010 年期间存在随时间减弱这一现象 (Wang et al., 2012), 这也从另一方面佐证了本文以上分析结

果。因此,对比李国平等(2014)基于 NCEP 资料的青藏高原低涡的气候特征分析结果表明:6、7月大气热源强度为减弱趋势,且6月比7月明显,而高原低涡生成频数在6月为减少趋势,7月高原

低涡生成频数为增多趋势,但增多趋势不显著。8月大气热源强度为增强趋势,而高原低涡生成频次在8月增多趋势较为明显。夏季大气热源强度与高原低涡生成频数分别有略微减弱($-0.52 \text{ W m}^{-2} \text{ a}^{-1}$)和微有增多趋势,可以认为两者在夏季基本保持不变。进一步对夏季高原低涡生成频数与同期大气热源进行时间相关性分析得出,相关系数约为 0.45,信度为 98%,这反映了夏季大气热源与高原低涡生成频数在时间序列上具有高度的正相关。

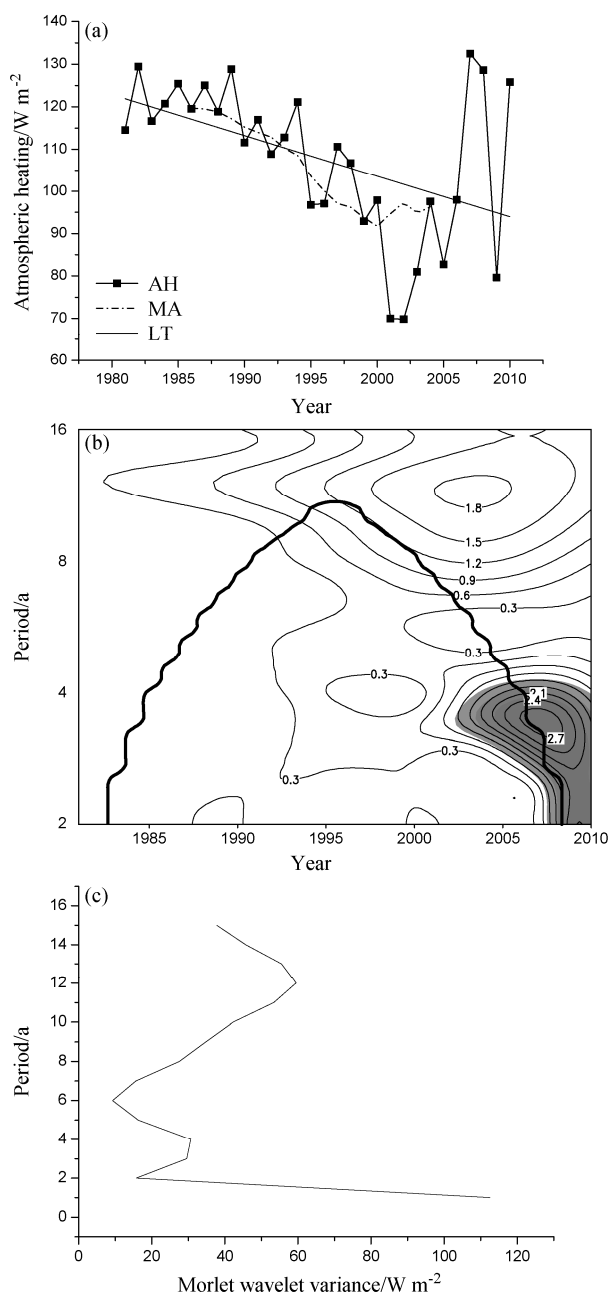


图2 6月份大气热源(a)年代际变化、(b)小波图及其对应的(c)方差图。(a)中AH表示大气热源,MA表示滑动平均,LT表示线性趋势,下同。(b)中阴影部分表示通过90%信度检验区,粗实线以外的区域是小波变换受边界影响的区域

Fig. 2 (a) The decadal variations of atmospheric heating in June, (b) the analysis of wavelet and (c) variance. Shadings indicate the 90% confidence level, and as the result of wavelet transform boundary effect shows in the region out of the wave line. AH denotes atmospheric heating, MA denotes moving average, and LT denotes linear trend in (a), the same below

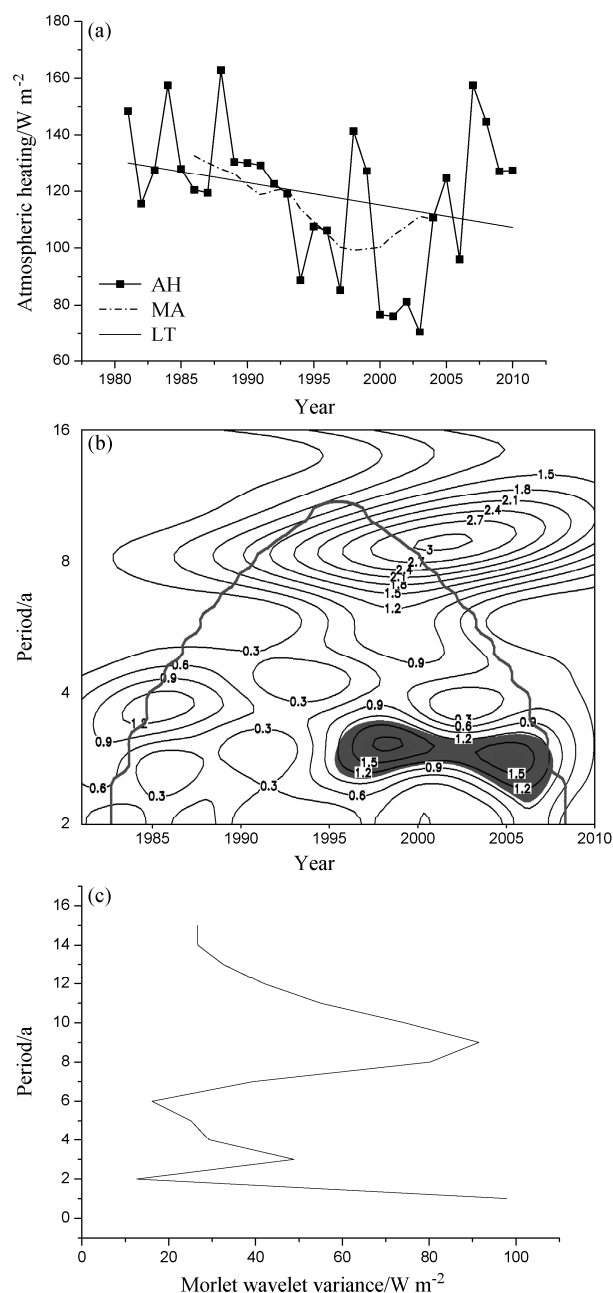


图3 同图2, 但为7月

Fig. 3 Same as Fig.2, but for July

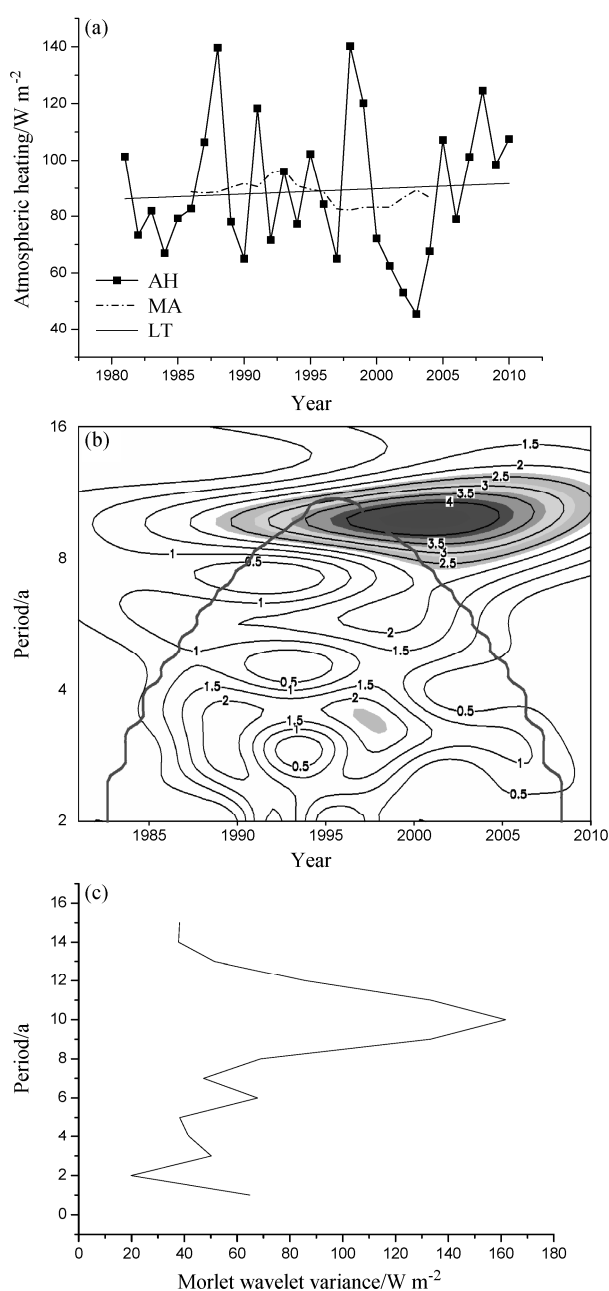


图4 同图2, 但为8月

Fig. 4 Same as Fig.2, but for August

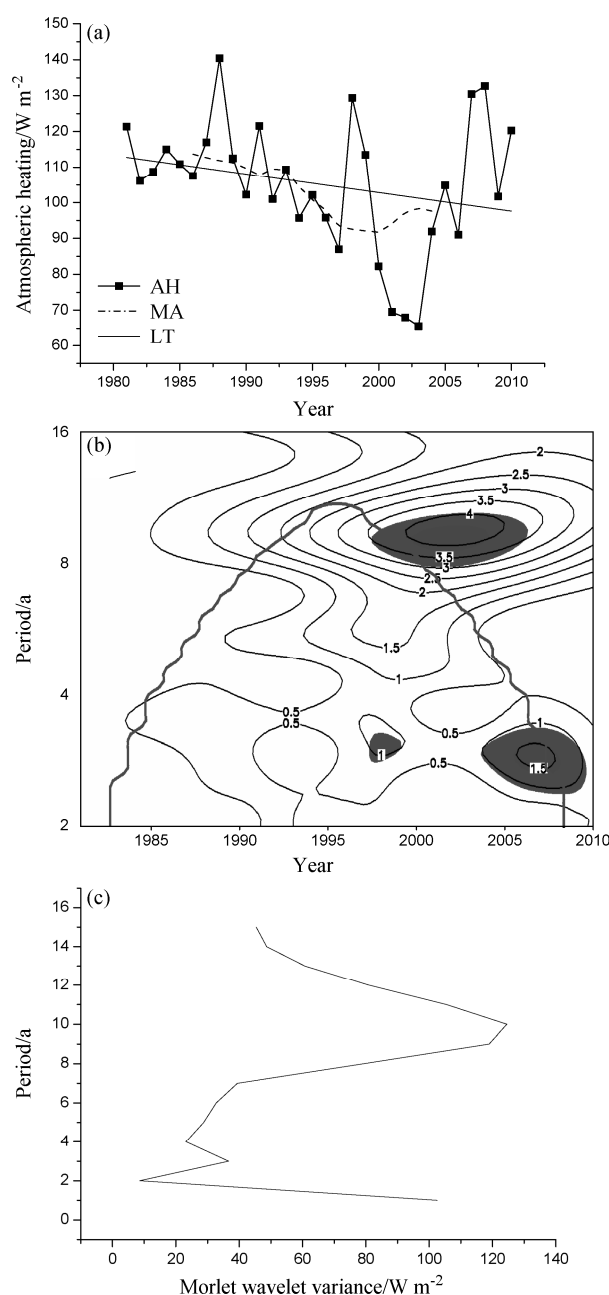


图5 同图2, 但为夏季

Fig. 5 Same as Fig.2, but for summer

4 夏季高原大气热源与高原低涡生成频数的空间相关性及其物理机制

高原低涡是青藏高原代表性天气系统, 其发生主要集中在夏季6~8月。根据NCEP/NCAR再分析资料主要通过人工识别建立的1981~2010年夏季高原低涡数据集, 对夏季高原低涡生成频数的时间序列进行标准化处理, 高于或低于1个标准差的年份分别定义高原低涡的高发年或低发年, 于是得

出高原低涡高发年有: 1981、1991、1992、1998、2008、2010年; 低发年有: 1988、1994、2003、2004、2005年(李国平等, 2014)。

为分析夏季高原低涡与同期青藏高原大气热源的空间关联, 对青藏高原地区1981~2010年夏季(6~8月)大气热源进行标准化EOF分析。

由图6得出夏季高原大气热源EOF分解第一、二模态的累积方差贡献为49.4%, 其中第一模态占总方差的贡献为32.2%。第一模态(图6a)的空间

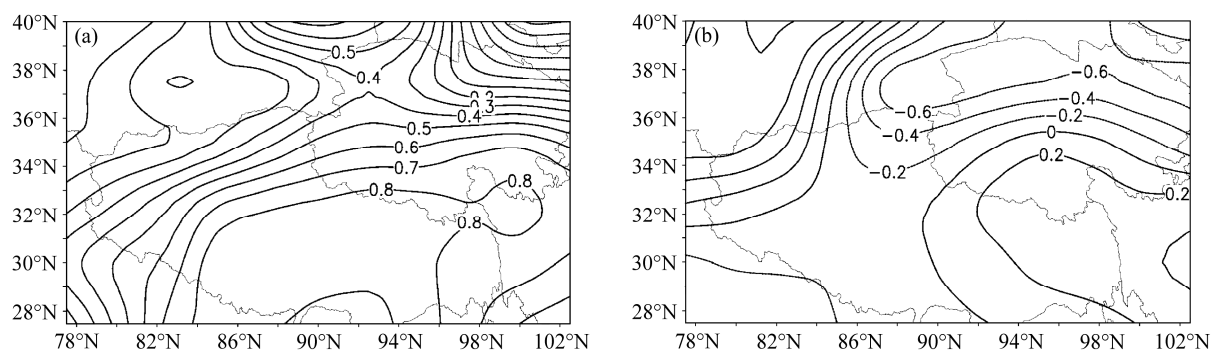


图6 夏季大气热源 EOF 分解前 2 个模态的空间结构: (a) 第一模态; (b) 第二模态

Fig. 6 The spatial distributions of two modes of EOF analyses for atmospheric heat source in the Tibetan Plateau in summer: (a) The first mode, (b) the second mode

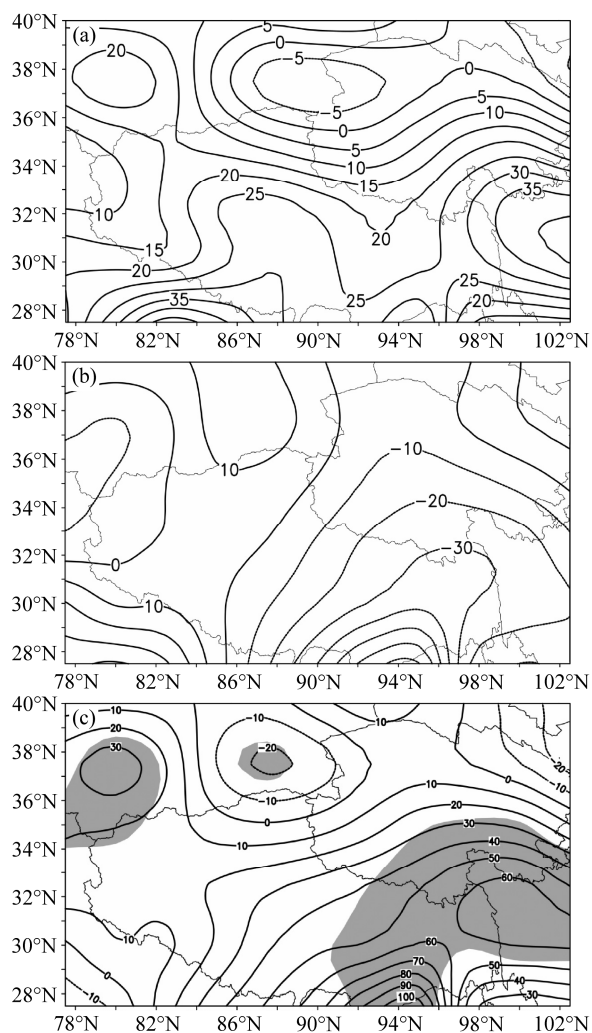


图7 夏季高原低涡 (a) 高发年、(b) 低发年大气热源距平场及其 (c) 差值场 (单位: W m^{-2} ; 阴影区通过了 90% 的信度检验)

Fig. 7 The departure fields of atmospheric heat source in the Tibetan Plateau in the years of (a) high and (b) low frequency of TPV (Tibetan Plateau Vortex) and (c) their difference field (units: W m^{-2} ; shadings indicate the 90% confidence level)

结构分布为高原全区一致, 即整个高原地区为正值, 但高原南部热源强度强于北部, 这表明青藏高原地区夏季大气热源强度在整体上具有一致性 (均为热源)。第二模态 (图 6b) 占总方差的贡献为 17.2%, 它的空间结构大致分布为高原西北、东南为正值, 高原中部为负值。这表明高原西北、东南部大气热源与高原中部呈现相反分布形式。

图 7 为高原低涡高发年、低发年的大气热源距平场以及高发年减去低发年的大气热源差值场。由图 7a 可知, 高原低涡高发年的大气热源强度明显强于气候态, 高原南部大气热源比高原整体多年平均值高 $15 \sim 30 \text{ W m}^{-2}$, 高原北部大气热源跟高原整体多年平均值相差 $-5 \sim 10 \text{ W m}^{-2}$; 高原低发年的大气热源强度总体小于气候态 (图 7b), 具体分布为高原东部大气热源比高原整体多年平均值偏少 $10 \sim 40 \text{ W m}^{-2}$, 负异常中心出现在高原东南部, 而高原西部大气热源与高原整体多年平均相当, 无明显异常。图 7c 为夏季高原低涡高发年与低发年的大气热源差值场, 高发年与低发年的热源差异明显, 高发年的大气热源强度整体强于低发年, 具体为高发年高原东南、西北部大气热源强度显著偏强, 高原热源的时空差异明显。

由此可见, 当高原低涡处于高发年和低发年时, 青藏高原大气热源的时空分布有明显差异。青藏高原主体大气热源偏强时 (尤其是东南和西北部偏强时), 青藏高原低层易产生低涡; 而当高原整体大气热源偏弱, 特别是南部和北部的大气热源水平差异不明显时, 青藏高原低层则不易产生低涡。通过分析高原大气热源水平分布异常时对应的高原上空经向、纬向风的变化 (表 2、表 3), 并参考我们以前一个研究的理论观点 (李国平等,

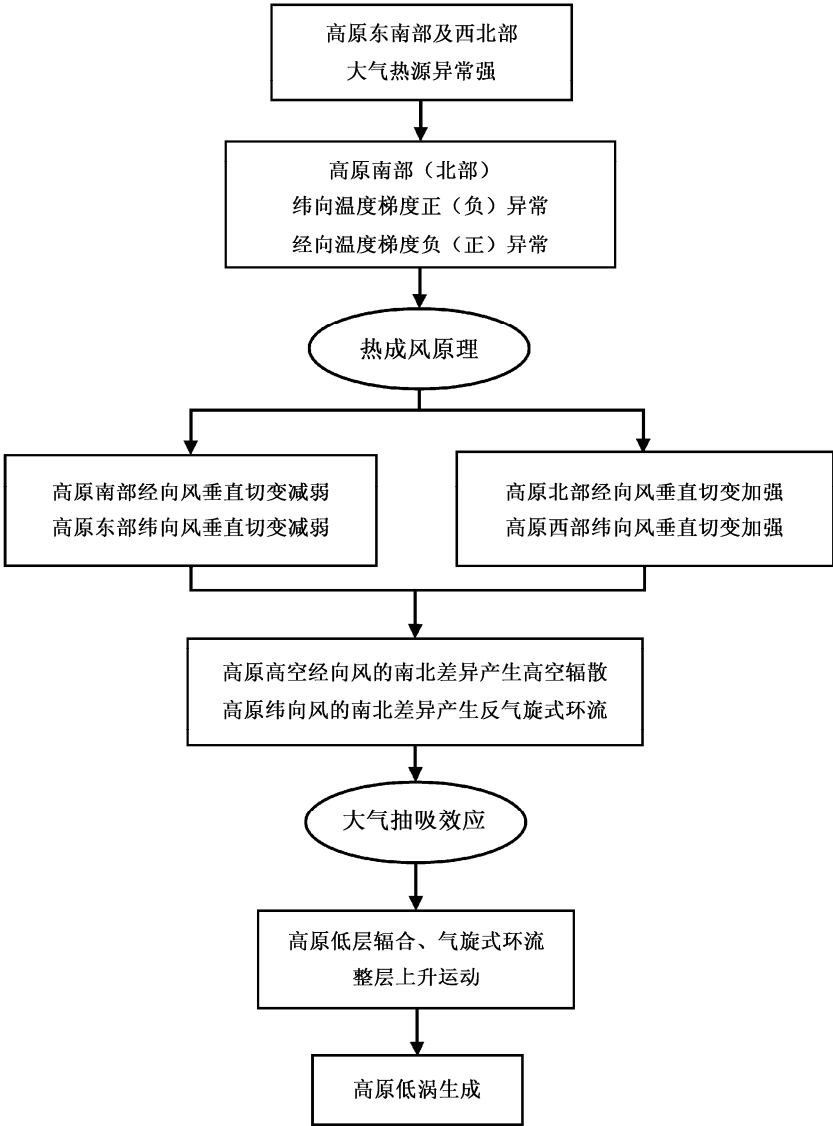


图 8 大气热源异常分布对高原低涡生成影响的热成风机制示意图
Fig. 8 The influencing mechanism of abnormal distribution of the Tibetan Plateau atmospheric heat source on TPV generation

表 2 夏季高原低涡高发年与气候态 600 hPa~100 hPa 平均经（v）、纬（u）向风垂直切变的差值

Table 2 The differences of averages of meridional and zonal wind shear from 600 hPa to 100 hPa between climatology and high frequency years of TPV

	差值/ $10^{-5} \text{ m s}^{-1} \text{ m}^{-1}$	
	<i>u</i>	<i>v</i>
高原东部	−4.20	
高原西部	−3.37	
高原南部		−2.93
高原北部		1.96

1991), 对这一气候统计结果的物理机制我们认为可由热成风理论来做如下解释(图 8)。其中, 高原南北部以 32.5°N 为界、东西部以 90°E 为界来划分。

表 3 夏季高原低涡高发年与气候态的高空(100 hPa)平均经向风(v)和纬向风(u)的差值

Table 3 The differences of averages of meridional and zonal wind at level 100 hPa between Climatology and high frequency years of TPV

	<i>u</i> 差值/ m s^{-1}	<i>v</i> 差值/ m s^{-1}
高原南部	−0.63	−0.26
高原北部	−0.28	0.22

为了进一步探讨夏季大气热源与高原涡生成的物理联系, 对夏季大气热源与高原涡生成频数做空间相关性分析。夏季高原大气热源与高原涡生成频数为正相关(图 9), 显著正相关区主要位于高原东南和西北部。南部正相关比北部大, 说明高原涡

生成频数与高原南、北部（尤其是东南、西北部）大气热源有显著正相关。

图 6、图 7 和图 9 的分析表明，高原低涡的生成频数与高原大气热源有显著联系，下面再运用热力适应理论对高原低涡生成频数统计结果的机制进行分析。大气热力强迫作用作为大气环流的驱动力，其异常变化会导致大气环流的异常。对于大气热源对环流的影响，不少学者都做过研究，吴国雄和刘屹岷（2000）、刘屹岷等（2001）利用位涡理论，提出了高原大气的热力适应理论：加热使得气柱中的强烈上升运动像气泵一样，在低层抽吸周围的空气到高层向外排放，则在低层大气产生气旋式环流，气流辐合上升；高层为反气旋式环流，气流辐散流出，从而形成叠加在水平环流之上的次级

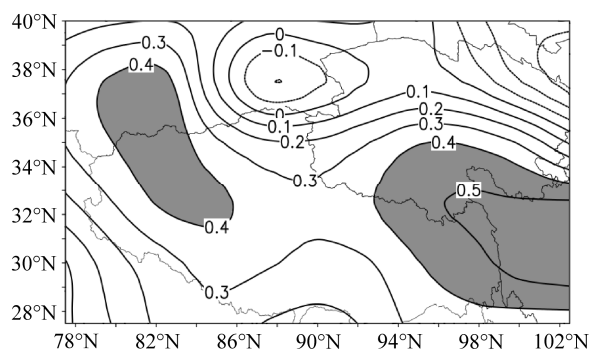
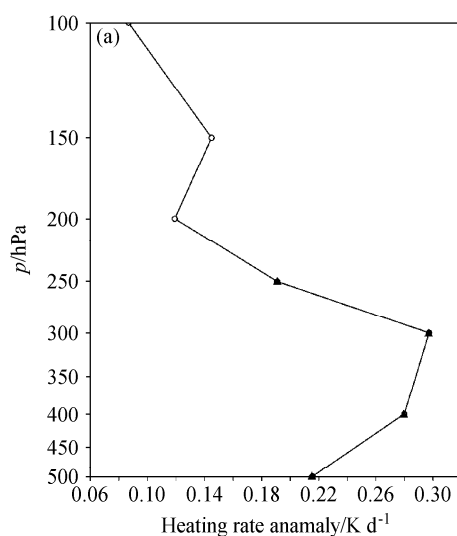


图 9 夏季高原低涡生成频数与高原大气热源的空间相关性分析（阴影为通过了 95% 的信度检验）

Fig. 9 The correlation coefficient between the Tibetan Plateau atmospheric heat sources and the frequency of the TPV in summer (shadings indicate the 95% confidence level)



（垂直）环流圈；反之，当大气为热汇时，低空出现反气旋性环流，高空出现气旋性环流，导致气流下沉。高原低涡作为高原低层具有气旋式环流的低压天气系统，显然大气为热源且热力分布有差异时的环流场有利于高原低涡生成（图 10）。

除了分析大气热源水平空间分布对高原低涡生成频数的影响之外，我们还研究了大气热源的垂直变化（即非绝热加热率廓线）与高原低涡生成频数的统计关系。根据 Wang et al. (1993) 给出的非绝热加热（冷却）引起的位涡变化公式：

$$\frac{D(PV)}{Dt} \approx -g(f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (3)$$

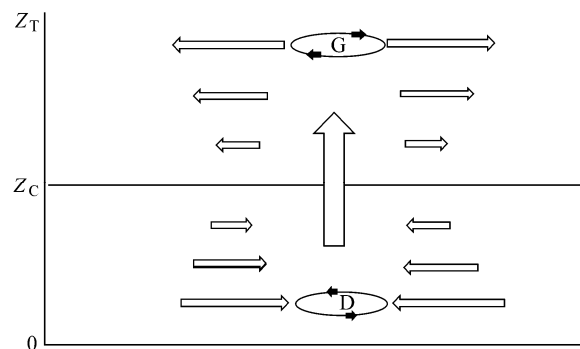


图 10 高原低涡生成的热力适应理论示意图（ Z_T 为高空高压所在处， Z_C 是水平无辐合辐散处，其上为辐散，其下为辐合，D 为低压中心，G 为高压中心）

Fig. 10 The thermal adaptation Schematic diagram of TPV generation (Z_T : the level of high-level high pressure; Z_C : the level of neither convergence nor divergence, divergence in the upside of Z_C , convergence in the downside; D: the center of low pressure; G: the center of high pressure)

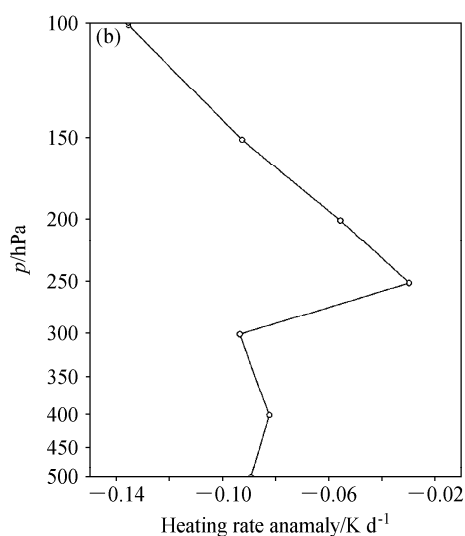


图 11 夏季高原低涡 (a) 高、(b) 低发年的非绝热加热率距平垂直廓线（单位： $K d^{-1}$ ，实心三角形为通过了 90% 的信度检验）

Fig. 11 Vertical profiles of the departures of diabatic heating over the Tibetan Plateau in summer in the years of (a) high and (b) low TPV frequency (units: $K d^{-1}$, the filled triangles indicate the 90% confidence level)

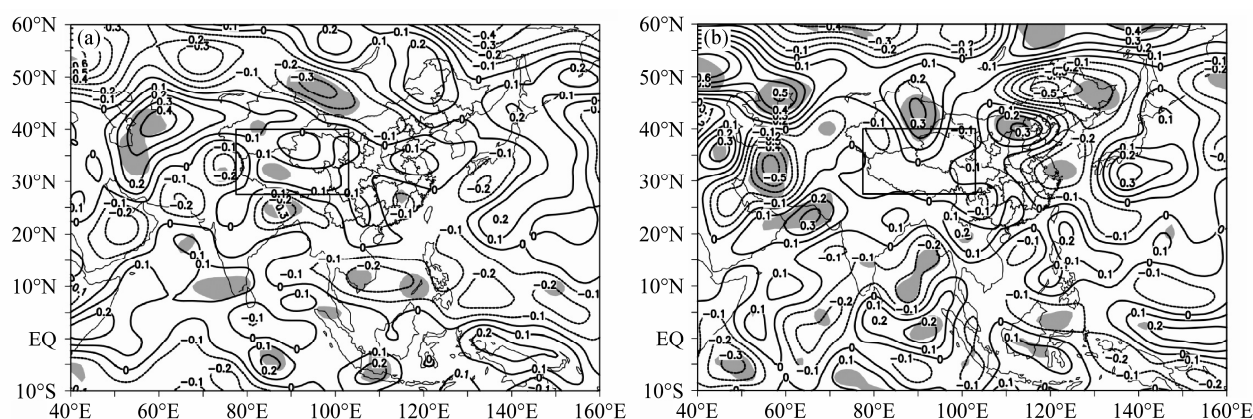


图 12 夏季高原低涡 (a) 高发年、(b) 低发年的 500 hPa 涡度相对于同期气候态的距平场 (阴影区为通过了 90% 信度检验, 方框代表青藏高原主体区域)
Fig. 12 The departure fields of vorticity at 500 hPa in summers of (a) high and (b) low TPV frequency years (shadings indicate the 90% confidence level, the box in figures represents main area of the Tibetan Plateau)

其中, PV 代表位涡, θ 为非绝热加热率。北半球通常情况下, $g(f + \zeta) > 0$, 则由上式可知, 当非绝热加热随高度增加 (减少) 而增大 (减小) 时, 位涡将随时间增加 (减少)。

图 11 表明: 低涡高发年, 500~300 hPa 高度之间, 非绝热加热率随着高度的升高而明显增大, 300 hPa 以上加热率基本随高度升高而减弱。因此, 300 hPa 以下为正位涡, 300 hPa 以上为负位涡。低涡低发年, 500~400 hPa 之间, 加热率随高度的升高而增大, 400~300 hPa 加热率随高度的下降而减小, 但变化都不明显; 300~250 hPa 的高空, 加热率随高度升高而明显增大, 从而在高空有正位涡生成。由于高原低涡一般出现在 400 hPa 以下, 故高发年“下正上负”的位涡垂直分布有利于高原低涡的生成; 而低发年, 低层正位涡不明显, 高层又存在明显的正位涡, 这样的位涡垂直分布对高原低涡生成有不利影响。

为验证以上理论解释的合理性, 分别对高原低涡高发年和低发年夏季 500 hPa 涡度的距平场进行分析。图 12a 给出了高原低涡高发年涡度的距平场, 青藏高原低空主体存在明显的正涡度区; 同时青藏高原上游伊朗高原 (30°N~45°N, 45°E~60°E) 上空有较强的正涡度区, 向东延伸到青藏高原地区, 可能有利于低涡高发年正涡度区的形成。相反, 在高原低涡低发年, 青藏高原低空主体被负涡度区控制, 由西北向东南有一明显的负涡度带, 抑制了高原低涡的生成。这进一步说明高原加热作用可以通过影响涡度场为高原低涡提供有利的环境场 (图 8)。

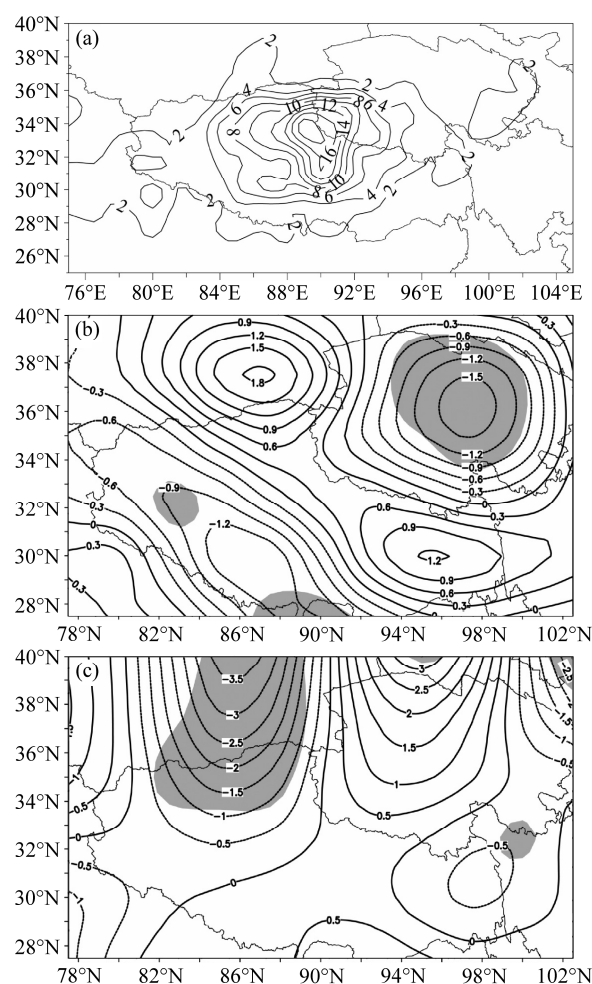


图 13 (a) 夏季高原低涡生成源地累积频数的空间分布 [引自李国平等 (2014)] 及夏季高原低涡 (b) 高发年、(c) 低发年的 500 hPa 涡度平流相对于同期气候态的距平场 (阴影区为通过了 90% 信度检验)
Fig. 13 (a) The spatial distribution of cumulative frequency for generating source of TPV (Li et al., 2014) and the departure fields of vorticity advection at 500 hPa in summers of (b) high and (c) low TPV frequency years (shadings indicate the 90% confidence level)

另外,对比分析高原地区低涡高低发年 500 hPa 涡度平流距平场可以看到,在高发年的涡度平流距平场,高原由东南向西北方向存在明显的正涡度平流带,正涡度平流的大值中心位于 (37°N , 88°E) 附近;同时,低涡低发年的涡度平流距平场以 90°E 为界,东侧主要以正涡度平流为主,西侧以负涡度平流为主,分析高原低涡生成源地累积频数的空间分布 (图 13a; 李国平等, 2014) 及涡度平流分布可以得出,高原低涡的生成源地主要位于 (高发年) 涡度平流距平场的正涡度平流带上,而低发年涡度平流距平场西侧的负涡度平流则不利于高原低涡的生成。

下面进一步对高原低涡高发年和低发年的大气热源异常对垂直速度场的影响进行分析。图 14 为高原低涡高发年和低发年与气候态差值的次级

环流经向剖面图 (对高原南北范围即 $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 进行平均), 次级环流在高原低涡高、低发年与气候态的差值场存在明显差异。低涡高发年 (图 14a), 因为青藏高原主体范围内大气热源异常强,所以在热力适应的作用下,青藏高原上空有偏强的上升气流 (高原主体上升气流通过了 90% 的信度检验), 上升气流由近地层一直延伸到 150 hPa 以上。并且青藏高原上游的伊朗高原上空存在气旋式环流, 西侧以下沉气流为主, 东侧有明显的偏东上升气流。该偏东上升环流流入青藏高原后, 有利于增强高原对流活动, 也会促进高原低涡的生成。而在高原低涡低发年 (图 14b), 高原西侧垂直运动受迎风坡地形的抬升作用存在上升气流; 而高原东部由于大气热源偏弱, 在热力适应作用下高原东部上空存在下沉气流, 抑制了高原对流活动和低层气旋式环流,

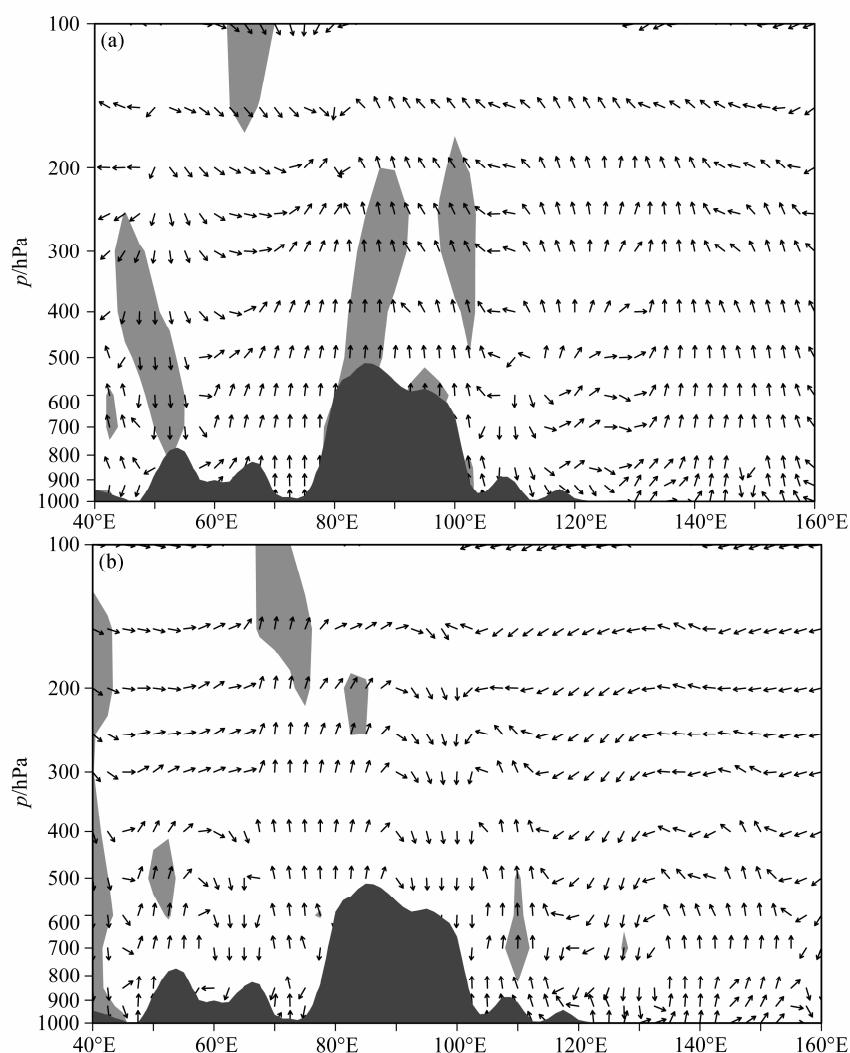


图 14 高原低涡 (a) 高发年、(b) 低发年次级环流距平的经向剖面图 (阴影区为垂直速度, 通过了 90% 信度检验)

Fig. 14 The vertical cross sections of secondary circulation anomalies in high (a) and low (b) frequency years of the TPV (shadings indicate the 90% confidence level)

则不利于高原低涡生成。

5 结论和讨论

本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料及高原低涡数据集对 1981~2010 年夏季高原大气热源的气候特征进行了分析, 并进一步从物理机理上探究了大气热源与夏季高原低涡生成的关系, 得到以下主要结论:

(1) 近 30 年以来夏季高原大气热源平均强度为 105 W m^{-2} , 总体为减弱趋势, 年代际变化明显。其中 6 月和 7 月为减弱趋势, 而 8 月却有较为明显的增强趋势。高原大气热源强度存在准 3 年的周期振荡。

(2) 高原低涡高发年的大气热源强度明显强于高原低涡低发年; 高原南部和北部 (尤其是东南部和西北部) 大气热源的水平异常分布与高原低涡生成频数在统计关系上存在显著的正相关。

(3) 高原低涡高发年, 大气热源的热力作用与空间分布差异导致高原低层辐合, 近地层到高空都有偏强的上升气流, 低层气旋式环流加强, 为高原低涡的生成提供了有利的环流场; 而低涡低发年的大气热源强度减弱促使青藏高原上空出现下沉气流, 抑制了对流活动的发生发展, 则不利于高原低涡的生成。

(4) 大气热源的垂直变化可影响低层位涡的形成, 从而对高原低涡生成产生作用。

本文分析了近 30 年来夏季高原大气热源的气候特征以及与高原低涡生成频数的关系, 初步揭示了高原低涡高发年、低发年的大气热源的水平分布差异, 并初步给出了大气热源水平分布差异与高原低涡生成频数统计结果的物理机理解释。但最后要指出的是, 不同的再分析资料、观测资料和卫星资料得出的高原大气热源在长期趋势变率可能存在较为明显的差异, 因此有必要在今后高原大气热源的研究中进行不同资料结果的对比。同时, 大气热源强度对高原低涡生成的定量影响, 不同高度层次上大气加热对高原低涡生成的不同影响, 大气热源空间分布异常对低涡源地分布以及发展东移的作用等问题也应是后续工作的重点。

参考文献 (References)

陈隆勋, 李维亮. 1983. 亚洲季风区各月的大气热源结构 [C]// 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 246–255. Chen Longxun, Li Weiliang. 1983. The structure of monthly atmospheric heat source in the monsoon region over Asia [C]// Proceedings of the

Symposium on the Summer Monsoon in Southeast Asia (in Chinese). Kunming: People's Press of Yunnan Province, 246–255.

Dell'osso L, Chen S J. 1986. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai–Tibet Plateau [J]. *Tellus A*, 38 (3): 236–250, doi:10.1111/j.1600-0870.1986.tb00468.x.

Flohn H. 1968. Contributions to A Meteorology of the Tibetan Highlands [C]. Colorado: Colorado State University, 1–120

李国平, 万军, 卢敬华. 1991. 暖性西南低涡生成的一种可能机制 [J]. *应用气象学报*, 2 (1): 91–99. Li Guoping, Wan Jun, Lu Jinghua. 1991. A potential mechanism of the warm vortex genesis in Southwest China [J]. *Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese)*, 2 (1): 91–99.

李国平, 赵邦杰, 杨锦青. 2002. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用 [J]. *大气科学*, 26 (4): 519–525. Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinqing. 2002. A dynamical study of the role of surface sensible heating in the structure and intensification of the Tibetan Plateau vortices [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26 (4): 519–525, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.04.09.

李国平, 赵福虎, 黄楚惠, 等. 2014. 基于 NCEP 资料的近 30 年夏季青藏高原低涡的气候特征 [J]. *大气科学*, 38 (4): 756–769. Li Guoping, Zhao Fuhu, Huang Chuhui, et al. 2014. Analysis of 30-year climatology of the Tibetan Plateau vortex in summer with NCEP reanalysis data [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (4): 756–769, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13235.

李国平, 卢会国, 黄楚惠, 等. 2016. 青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响 [J]. *大气科学*, 40 (1): 131–141. Li Guoping, Lu Huiguo, Huang Chuhui, et al. 2016. A climatology of the surface heat source on the Tibetan Plateau in summer and its impacts on the formation of the Tibetan Plateau vortex [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40 (1): 131–141, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1504.15125.

罗四维, 杨洋, 吕世华. 1991. 一次青藏高原夏季低涡的诊断分析研究 [J]. *高原气象*, 10 (1): 1–12. Luo Siwei, Yang Yang, Lü Shihua. 1991. Diagnostic analyses of a summer vortex over Qinghai–Xizang Plateau for 29–30 June 1979 [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 10 (1): 1–12.

刘晓冉, 李国平. 2006. 青藏高原低涡研究的回顾与展望 [J]. *干旱气象*, 24 (1): 60–66. Liu Xiaoran, Li Guoping. 2006. Review and prospect of research on the Tibetan Plateau vortex [J]. *Arid Meteor.*, 24 (1): 60–66, doi:10.3969/j.issn.1006-7639.2006.01.013.

刘屹岷, 吴国雄, 宇如聪, 等. 2001. 热力适应、过流、频散和副高 II. 水平非均匀加热与能量频散 [J]. *大气科学*, 25 (3): 317–328. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Yu Rucong, et al. 2001. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part II: Horizontal inhomogeneous heating and energy dispersion [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (3): 317–328, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.03.

罗四维. 1992. 青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究 [M]. 北京: 气象出版社, 7–13. Luo Siwei. 1992. Study on Some Kinds of Weather Systems Over and Around the Qinghai–Xizang Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 7–13.

罗四维, 何梅兰, 刘晓东. 1993. 关于夏季青藏高原低涡的研究 [J]. *中国科学: B 辑*, 23 (7): 778–784. Luo Siwei, He Meilan, Liu Xiaodong. 1993. Research on the Tibetan Plateau vortex [J]. *Science in China, Ser. B*

- (in Chinese), 23 (7): 778–784.
- 青藏高原气象科学研究拉萨会战组. 1981. 夏半年青藏高原 500 毫巴低涡切变线的研究 [M]. 北京: 科学出版社, 120–155. Lhasa Group of Tibetan Plateau Meteorology Research. 1981. Research of 500 mb Vortex and Shear Lines over the Tibetan Plateau in Summer [M]. Beijing: Science Press, 120–155.
- Reiter E R, Gao D Y. 1982. Heating of the Tibet Plateau and movements of the South Asian high during spring [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (11): 1694–1711, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<1694:HOTTPA>2.0.CO;2.
- 孙国武. 1987. 青藏高原气象科学研究成果在天气预报工作中的应用 [M]// 青藏高原气象科研拉萨会战组. 夏半年青藏高原对我国天气的影响. 北京: 科学出版社, 1–11. Sun Guowu. 1987. The applications in weather forecast of Tibetan Plateau meteorological studies [M]// Lhasa Group of Tibetan Plateau Meteorology Research. The Influence of Tibetan Plateau to China in Summer (in Chinese). Beijing: Science Press, 1–11.
- 田珊儒, 段安民, 王子谦, 等. 2015. 地面加热与高原低涡和对流系统相互作用的一个个例研究 [J]. *大气科学*, 39 (1): 125–136. Tian Shanru, Duan Anmin, Wang Ziqian, et al. 2015. Interaction of surface heating, the Tibetan Plateau vortex, and a convective system: A case study [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 39 (1): 125–136, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13311.
- Wang M R, Zhou S W, Duan A M. 2012. Trend in the atmospheric heat source over the central and eastern Tibetan Plateau during recent decades: Comparison of observations and reanalysis data [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 548–557, doi:10.1007/s11434-011-4838-8.
- Wang W, Kou Y H, Warner T T. 1993. A diabatically driven mesoscale vortex in the lee of the Tibetan Plateau [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121 (9): 2542–2561, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<2542:ADDMVI>2.0.CO;2.
- Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126 (4): 913–927, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0913:TPFATT>2.0.CO;2.
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流 [J]. *大气科学*, 24 (4): 433–446. Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 24 (4): 433–446, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.04.01.
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. *J. Atmos. Sci.*, 30(4): 611–627, doi:10.1175/1520-0469(1973)030<0611:DOBPOT>2.0.CO;2.
- Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Jap.*, 70 (1): 319–350.
- 杨洋, 罗四维. 1992. 夏季青藏高原低涡的能量场分析 [J]. *应用气象学报*, 3 (2): 198–205. Yang Yang, Luo Siwei. 1992. Energy analyses of vortices over the Qingzang Plateau in summer [J]. *Quart. J. Appl. Meteor.*, 3 (2): 198–205.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. *气象学报*, 28 (2): 108–121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 28 (2): 108–121, doi:10.11676/qxxb1957.010.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 7–9. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. *Qinghai–Xizang Plateau Meteorology* (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press: 7–9.
- Zhang Pengfei, Li Guoping, Fu Xiouhua, et al. 2014. Clustering of Tibetan Plateau vortices by 10–30-day intraseasonal oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 2014, 142 (1): 290–300, doi:10.1175/MWR-D-13-00137.1.
- 赵平, 陈隆勋. 2001. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 31 (4): 327–332. Zhao Ping, Chen Longxun. 2001. Climatic features of atmospheric heat source/sink over the Qinghai–Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China [J]. *Sci. China Ser. D Earth Sci.*, 44 (9): 858–864, doi:10.1007/BF02907098.