

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.

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

李国平¹ 卢会国² 黄楚惠³ 范瑜越¹ 张博¹

¹ 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

² 成都信息工程大学大气探测学院, 成都 610225

³ 四川省气象台, 成都 610072

摘 要 根据 NCEP/DOE 再分析资料的地面感热通量和潜热通量以及 MICAPS 天气图资料识别的高原低涡资料集, 研究了近 30 年来青藏高原夏季地面热源和高原低涡生成频数的气候学特征, 分析了高原地面加热与低涡生成频数的时间相关性及其物理成因。得到如下认知: 夏季高原地面感热通量的气候均值为 58 W m^{-2} , 近 30 年地面感热总体呈微弱的减小趋势。其中在 1980 年代初期和 21 世纪前 10 年的大部分时段, 地面感热呈增大趋势, 而中间时段呈波动式下降。地面感热具有准 3 年为主的周期振荡, 1996 年前后是其开始减弱的突变点。高原夏季地面潜热通量的气候均值为 62 W m^{-2} , 近 30 年呈波动状变化并伴有增大趋势。地面潜热的周期振荡以准 4 年为主, 地面潜热增大的突变始于 2004 年前后。夏季高原地面热源的气候均值为 120 W m^{-2} , 其中地面感热与地面潜热对地面热源的贡献在夏季大致相当。地面热源总体呈幅度不大的减弱趋势, 其中 1980 年代到 1990 年代末偏强, 21 世纪前 6 年明显偏弱, 随后又转为偏强。地面热源亦呈准 3 年为主的周期振荡并在 1997 年前后发生由强转弱的突变。根据 MICAPS 天气图资料的识别和统计, 近 30 来夏季高原低涡的生成频数整体呈现一定程度的线性减少趋势, 低涡高发期主要集中在 1980 年代到 1990 年代中后期。低涡生成频数有准 7 年为主的周期振荡现象, 自 1990 年代中期开始的低涡生成频数的减少态势在 1998 年前后发生了突变。夏季高原低涡生成频数与同期高原地面感热呈高度正相关, 与地面潜热呈一定程度的负相关, 但与同期地面热源仍呈较显著的正相关。因此, 在气候尺度上, 高原地面热源偏强特别是地面感热偏强的时期, 对应高原低涡的多发期。本研究从气候统计的时间相关性角度揭示了高原地面加热作用对催生高原低涡乃至高原对流活动的重要性。

关键词 地—气相互作用 青藏高原 低涡 地面热源 气候特征

文章编号 1006-9895(2016)01-0131-11

中图分类号 P443

文献标志码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1504.15125

A Climatology of the Surface Heat Source on the Tibetan Plateau in Summer and Its Impacts on the Formation of the Tibetan Plateau Vortex

LI Guoping¹, LU Huiguo², HUANG Chuhui³, FAN Yuyue¹, and ZHANG Bo¹

¹ College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

² College of Meteorological Observation, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

³ Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

收稿日期 2015-02-09; **网络预出版日期** 2015-04-02

作者简介 李国平, 男, 1963 年出生, 博士, 教授, 主要从事高原气象学、天气动力学研究。E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金 91337215、41175045, 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

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

Abstract Based on NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy) reanalysis data of surface sensible heat and latent heat fluxes on the Tibetan Plateau (TP) and datasets of the Tibetan Plateau Vortex (TPV) recognized from MICAPS (Meteorological Information Comprehensive Analysis and Process System) weather maps, this paper studies the near 30-year (1981–2010) climatological characteristics of surface heating and generating frequency of TPVs over the TP in summer, and analyzes the temporal correlation between the TP surface heating and the TPV statistics and its physical cause. The following results are obtained: The climatic average of TP surface sensible heat fluxes in summer is 58 W m^{-2} , showing an overall weak decreasing trend in the near 30-year period. An increasing trend is apparent in the early 1980s and most of the first decade of the 21st century, but a fluctuating decline between. Surface heating shows a quasi-three-year periodic oscillation, and an abrupt climate change starts around 1996. The climatic average of surface latent heat fluxes in summer is 62 W m^{-2} , showing fluctuating changes accompanied by an increasing trend over the near 30-year period. The surface latent heat shows a quasi-four-year periodic oscillation, with an abrupt increase beginning around 2004. The climatic average of the surface heat source in summer is 120 W m^{-2} ; sensible heat and latent heat on the ground contributes the same to the surface heat source over the TP in summer. The surface heat source shows a modest weakening trend overall, with a strong phase between the 1990s and 1980s, an obvious weak phase in the first six years of the 21st century, and then becomes strong again. The surface heat source shows a three-year periodic oscillation and an abrupt change from strong to weak around 1997. Based on identification using the MICAPS weather maps, the linear frequency of summer TPVs over the near 30-year period showed a certain degree of decline, with a higher frequency mainly concentrated in the 1980s to 1990s. The generating frequency of TPVs shows a 7-year periodic oscillation, and features an abrupt change around 1998. The generating frequency of TPVs over the same period is highly positively correlated to sensible heat but weakly negatively correlated to latent heat, but compared with the surface heat source over the TP, is still a significant positive correlation. On the climate scale, therefore, stronger periods of TP surface heating, especially surface sensible heating, correspond to the favorable formation of TPVs. From the perspective of the temporal correlation of climate statistics, this study reveals important impacts of the TP surface heating on promoting TPVs and convective activity.

Keywords Land–atmosphere interaction, Tibetan Plateau, Vortex, Surface heating, Climatic characteristics

1 引言

青藏高原是全球平均海拔最高、地形最复杂的高大地形,除了对气流的动力强迫作用(骆美霞等, 1983; 黄荣辉, 1985; 吴国雄和张永生, 1998, 1999; Gao and Ping, 2005)之外,大地形抬高强化后的加热使得青藏高原对我国及东亚地区的天气气候有着极为重要的作用(叶笃正等, 1957; Flohn, 1957)。青藏高原以感热、潜热和辐射加热等非绝热加热形式成为一个高耸于对流层中部的热源,在此强大热力作用下的夏季高原是一个对流性天气系统活跃区,对高原及周边地区强天气和极端降水的发生发展有重要影响(叶笃正和高由禧, 1979; Ye, 1981; Tao and Ding, 1981; Ye and Wu, 1998; 董敏等, 2001; 徐祥德, 2009)。

作为高原灾害性天气系统的典型代表,青藏高原低涡(简称高原低涡或高原涡)是一种产生于青藏高原主体边界层中,水平尺度为 $400 \sim 500 \text{ km}$ 的 α 中尺度低压涡旋系统。它主要活动于 500 hPa 等压面,常在高原中西部生成,然后沿高原切变线或

辐合带东移发展,一般在高原的东部减弱消失。它是特定季节和环流背景下,在高原下垫面热力、动力共同作用下形成的独特产物,不仅是高原地区夏季的直接降水系统,而且在有利的环流形势和高原加热作用配合下,少数高原低涡还能移出高原而发展加强,导致高原下游地区大范围的暴雨、雷暴等灾害性天气过程并可引发山洪、崩塌、滑坡和泥石流等次生灾害。高原低涡的发生发展及消亡与周边的地面及大气加热场的变化有密切关系,其中地面感热对低涡的生成发展有重要作用(罗四维和杨洋, 1992; Luo et al., 1994; 李国平等, 2002; 李国平和刘红武, 2006),而 Dell'osso and Chen (1986)、Shen et al. (1986)以及 Sugimoto and Ueno (2010)的数值模式试验证实了潜热对低涡发展的重要性。

Stocker et al. (2013)在 IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change)报告中指出,过去 100 多年里全球地表平均气温始终处于增长趋势,全球气候总体存在变暖趋势,特别是 1980 年代增温幅度更为显著。在全球气候变暖的大背景下,地处高海

拔的青藏高原在一定时期也呈现出明显的气候变化 (Liu and Chen, 2000; 李林等, 2010): 由于高原冰雪的反馈作用, 高原地区变暖的趋势也更加强烈, 气温上升幅度不仅高于我国平均水平, 而且明显高于同期全球的升温速率 (Liu and Chen, 2000); 地面感热通量和大气热源在一定时期也呈现有所减弱的趋势 (Duan et al., 2005; Duan et al., 2006; Duan and Wu, 2008; Lau et al., 2010)。因此, 青藏高原的气候变化会如何改变高原及周边地区的天气、环流系统以及我国天气气候格局? 对亚洲季风和全球气候又会产生怎样的影响? 已日益引起人们的关注。Wu et al. (2007) 和包庆等 (2008) 指出青藏高原感热加热是造成东亚环流季节突变的重要原因, 高原“感热驱动气泵”在调制东亚季风及全球气候中起着重要作用 (Liu et al., 2001)。蒋艳蓉等 (2009) 研究了冬、春季青藏高原东侧涡旋对特征及其对我国天气气候的影响。Zhu et al. (2014) 评估了高原春季积雪深度对我国东部夏季降水的影响。但与热带气旋等涡旋系统在全球变暖背景下的气候特征研究相比, 目前我们对高原气候变化背景下的高原低涡气候特征的认知还非常薄弱, 特别是高原热源的气候特征及其对高原低涡活动的长期变化趋势以及对我国强降水的影响还鲜见研究。因此, 研究青藏高原地面加热的年际、年代际变化特征及其对高原低涡活动的气候影响, 探索高原低涡受气候变化影响的物理机制, 对于进一步揭示高原天气系统活动和高原气候变化的基本事实, 打通高原天气与高原气候研究的藩篱, 丰富人们对高原加热作用的认识, 提升高原影响下强天气和极端降水的业务预报能力, 皆有积极意义。

2 方法与资料

地面热源 (地面加热) 的定义为: 如果某个区域下垫面有热量从地面输送给大气, 则此区域称为地面热源; 反之, 则称为地面冷源。地面对大气的加热作用取决于太阳辐射过程和大气湍流输送过程的平衡。前者指地表吸收的太阳短波辐射能和放出的长波辐射能, 后者指地面吸收太阳辐射能后以湍流的方式向大气输送的热量和水汽能量。常用的地面热量平衡方程为

$$R_B - F_S = F_H + F_L, \quad (1)$$

其中, $R_B = (R_{SD} - R_{SU}) - (R_{LU} - R_{LD})$, R_B 称为辐射平衡 (或称净辐射、辐射差额); R_{SD} 为地面吸收的太阳

短波辐射, 也称太阳总辐射 (包括太阳直接辐射和天空散射辐射); R_{SU} 为反射的太阳辐射; R_{LU} 为地面放出的太阳辐射, R_{LD} 为长波逆辐射, 两者的差称为地面有效辐射。 F_S 是表层土壤的热通量, F_H 为地面湍流感热通量 (简称地面感热), F_L 为包含地面植被层蒸腾在内的土壤蒸发潜热 (简称地面潜热)。理论上, 方程 (1) 的左端项 ($R_B - F_S$) 和右端项 ($F_H + F_L$) 都可用来表征地面热源值 (或地面加热强度), 前者称为地面热源的间接算法, 后者则称为直接算法, 本文采用直接算法获取地面热源值。考虑到再分析资料在高原地区的相对可用性 (王同美等, 2011; Zhu et al., 2012), 特别是 Wang et al. (2012) 用倒算法计算了高原大气热源并比较了几套再分析资料的差异后, 指出大部分再分析资料反映的高原热源强度及其变化趋势与基于观测资料利用正算法得到的结果在气候态和长期趋势上是基本相似的, 故我们采用 1981~2010 年 NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy) 逐日的日平均地面感热和地面潜热通量数据 (单位: $W m^{-2}$), 通过双线性插值生成 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的均匀格点值。

本文还利用中国气象局国家气象中心印发的历史天气图 (1981~2001 年)、四川省气象局印发的 MICAPS 历史天气图资料 (1981~2002 年) 以及电子版 MICAPS 天气图 (1981~2010 年), 通过预报员看图识别的方式对 1981~2010 年夏季 (6~8 月) 生成的高原低涡进行统计分析。高原低涡的判别标准设定为: 生成于高原主体地区, 500 hPa 上 3 个探空站风向呈闭合型环流且处于位势高度相对低值区。考虑到历史天气图中, 高原西部站点稀少, 因此当印度阿姆利则 (站号 42071, 下同)、新德里 (42182) 和勒克瑙 (42369) 为北风或西北风, 中国拉萨 (55591)、那曲 (55299) 和格尔木 (56004) 为南风或西南风, 格尔木和海西 (51886) 为东风或东南风, 且高原西部处于位势高度低值区时就认为高原西部或中部有低涡出现。各类统计分析所涉及的青藏高原水平范围统一界定为 ($27^\circ \sim 40^\circ N$, $77.5^\circ \sim 103^\circ E$)。

3 近 30 年青藏高原夏季地面热源的时间变化

3.1 地面感热

如图 1 所示, 在 1981~2010 年 (WMO (World

Meteorological Organization) 规定的气候均值) 中, 夏季高原地面感热通量的气候均值为 58 W m^{-2} , 总体呈减小趋势。其线性倾向率为 $-1.87 \text{ W m}^{-2}/(10 \text{ a})$, 下降幅度较弱, 线性拟合度不高 (其中, 相关系数的平方 $R^2=0.1067$, 显著度检验参数 $P=-0.18682$), 因此地面感热总体下降趋势并不显著, 这与王学佳等 (2013) 利用 60 年 (1951~2010 年) NCEP/NCAR 再分析格点资料的地面感热通量得出的结果基本一致。高原地面感热近 30 年的变化呈斜体“N 型”, 即在 1980 年代初期 (1981~1985 年) 和本世纪前 10 年的大部分时段 (2003~2010 年) 呈增大趋势, 而在中间时段 (1986~2002 年) 呈波动式下降。近 30 年 6~8 月各月的高原地面感热变化趋势与夏季类同 (图略; 表 1)。

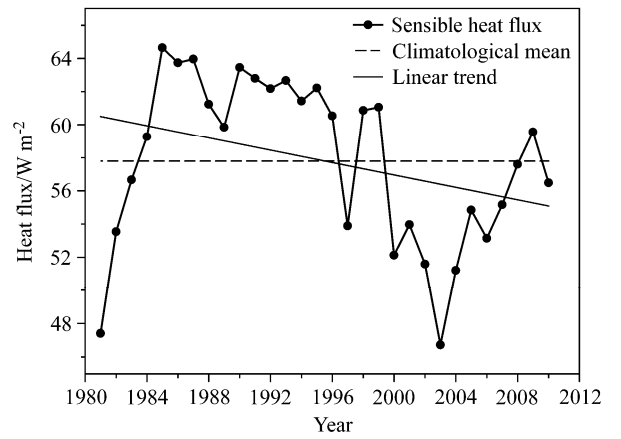


图 1 1981~2010 年青藏高原夏季地面感热通量分布 (单位: W m^{-2})
Fig. 1 The distribution of surface sensible heat (FH) fluxes on the Tibetan Plateau in the summers of 1981 to 2010 (units: W m^{-2})

值得注意的是, 不同作者在不同统计时段、不同计算方法、不同资料获得的夏季高原地面感热的气候均值尚存差别, 有些数值差异还较大 (李栋梁等, 2003; Duan and Wu, 2008; Yang et al., 2011; Zhu et al., 2012; 王学佳等, 2013)。

表 1 高原夏季地面感热的周期及突变特征
Table 1 The periods and abrupt change points of surface sensible heat on the Tibetan Plateau in summer

	周期	突变点
6 月	准 3 年、准 7 年、准 12 年	1996 年
7 月	准 3 年、准 8 年、准 13 年	1997 年
8 月	准 3 年、准 7 年、准 13 年	1999 年
夏季 (6~8 月平均)	准 3 年、准 7 年、准 12 年	1996 年

根据图 2, 夏季高原地面感热具有周期振荡特点, 准 3 年、准 7 年和准 12 年的周期显著。2~4 年的周期振荡在 1995~2005 年间有较大谱值, 6~8 年的周期振荡在 1995 年前后有较大谱值。准 12 年的长周期振荡与李栋梁等 (2003) 通过台站资料算出的地面感热通量的分析结果 (准 13 年) 相近。

本文应用 Mann-Kendall (简称 MK) 检验方法判断气候序列中是否存在气候突变。MK 是非参数方法 (也称无分布检验), 其优点是不需要样本服从一定的分布, 也不受少数异常值的干扰, 更适用于类型变量和顺序变量, 计算也比较简便。突变检验计算时用到 UF 和 UB 两个统计量, 其中 UF 为标准正态分布, 它是按时间序列顺序计算出的统计量序列, UB 则是按时间序列逆序计算出的统计量序列。若 UF 或 UB 的值大于 0, 表明序列呈上升

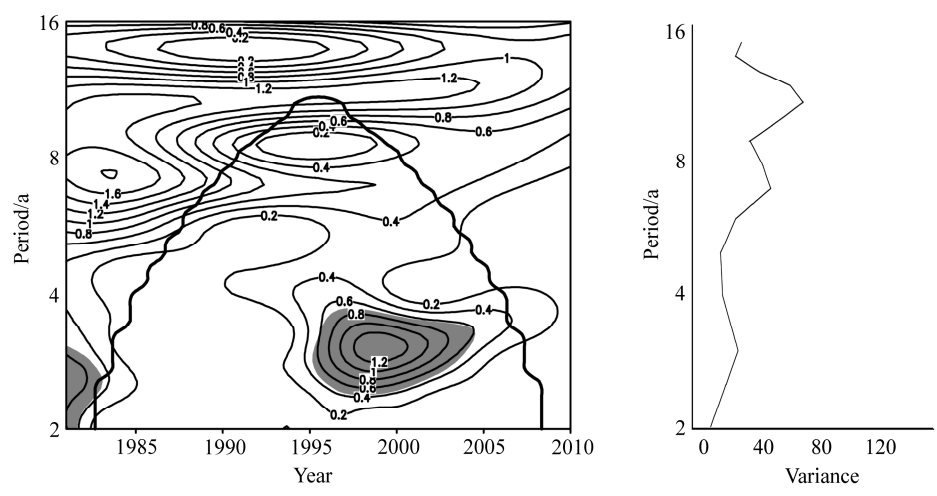


图 2 夏季高原地面感热的小波功率谱 (左) 及其对应的方差 (右)。采用 Morelet 小波分析; 阴影区通过 95% 的信度检验
Fig. 2 Analysis of the wavelet power spectrum (left) and variance (right) of surface sensible heat on the Tibetan Plateau in summer. Analysis of Morlet wavelet is used; the shading denotes the areas exceeding the 95% confidence level

趋势；反之，则呈下降趋势。

由图 3 可见,UF 分量自 1980 年代呈增大趋势,1985 年超过显著水平临界线,1999 年后变为减小趋势,于 2003 年超过显著水平临界线,这表明 1999 年后夏季高原地面感热呈减小趋势。UB 分量自 1980 年代至 1990 年代中期呈现减小趋势,1996 年后转为增大趋势,于 2000 年超过显著水平临界线。UF 和 UB 的交点位于 1996 年,表明夏季高原地面感热总体减小的现象具有突变特点,突变点位于 1996 年前后(表 1)。

3.2 地面潜热

夏季高原地面潜热通量(图 4)的气候均值为 62 W m^{-2} ,与夏季地面感热通量的数值相近。在 30 年中呈波动变化并伴有增大趋势,线性倾向率为

$1.14 \text{ W m}^{-2}/(10 \text{ a})$,但线性拟合率并不高($R^2=0.1899$, $P=0.114$)。这种增大趋势可能与高原降水有所增多(李林等,2010)、地面植被有一定程度的增加(徐兴奎等,2008)有关。近 30 年 6~8 月各月的高原地面潜热变化趋势与夏季类似(图略)。

夏季,高原地面潜热的准 4 年、准 9 年的周期振荡现象显著。3~5 年的周期振荡在 1990 年与 2005 年之间有较大谱值,7~10 年的周期振荡在 1995 年前后有较大谱值(图 5)。

图 6 中,UF 分量自 1980 年代中期呈增大趋势,于 2007 年超过显著水平临界线,这表明 1987 年后夏季高原地面潜热呈增大趋势。UB 分量自 1980 年代至 1990 年代中期出现增大趋势。UF 和 UB 的交点位于 2004 年(表 2),表明夏季高原地面潜热自

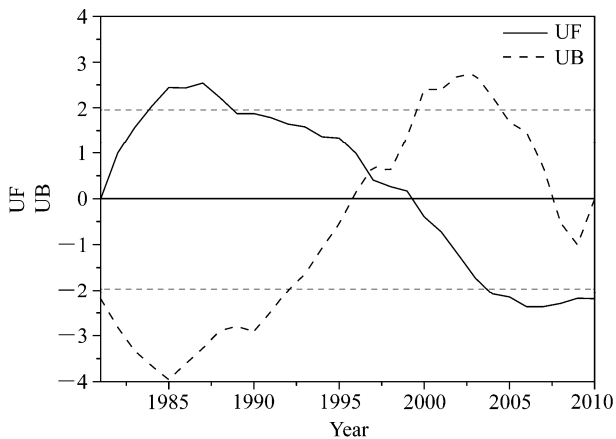


图 3 夏季高原地面感热的 MK 突变检验。两条水平点线表示临界值
Fig. 3 The Mann-Kendall (MK) abrupt test of surface sensible heat on the Tibetan Plateau in summer. Two horizontal dotted lines represent thresholds; UF and UB are the statistical parameters in the Mann-Kendall

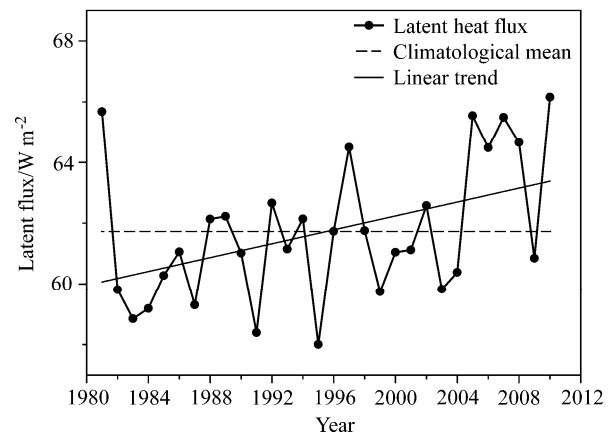


图 4 同图 1, 但为地面潜热通量分布

Fig. 4 Same as Fig. 1, but for surface latent heat (LH) fluxes

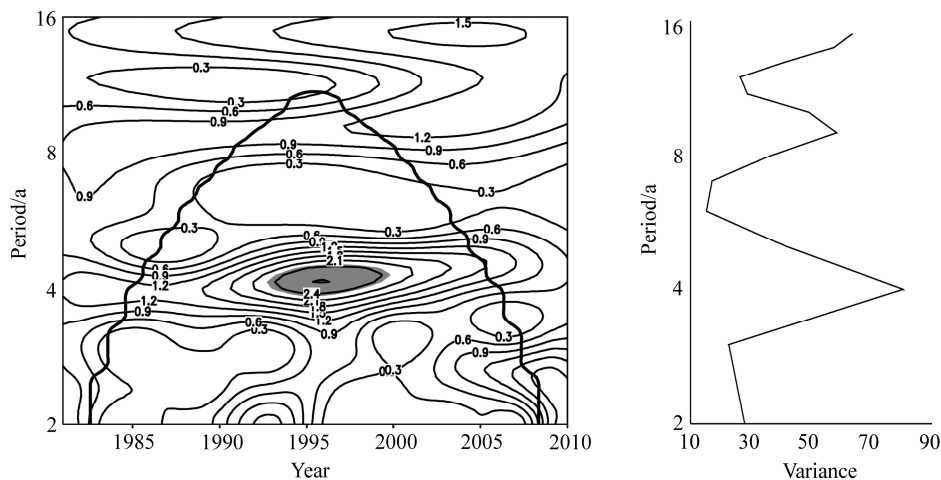


图 5 同图 2, 但为地面潜热的小波分析及其对应的方差

Fig. 5 Same as Fig. 2, but for surface latent heat

1990 年代末的增大属于突变现象。

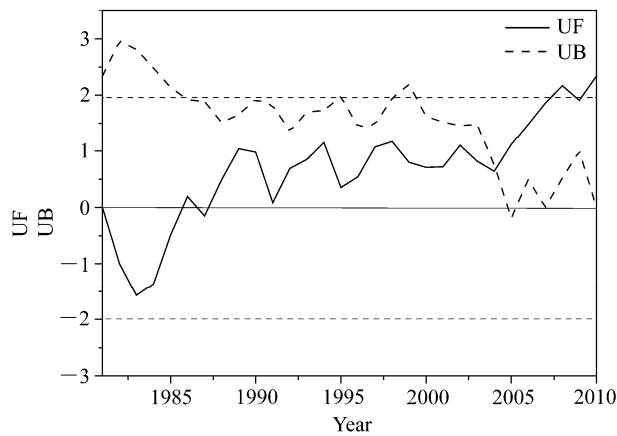


图 6 同图 3，但为地面潜热的 MK 突变检验
Fig. 6 Same as Fig. 3, but for surface latent heat

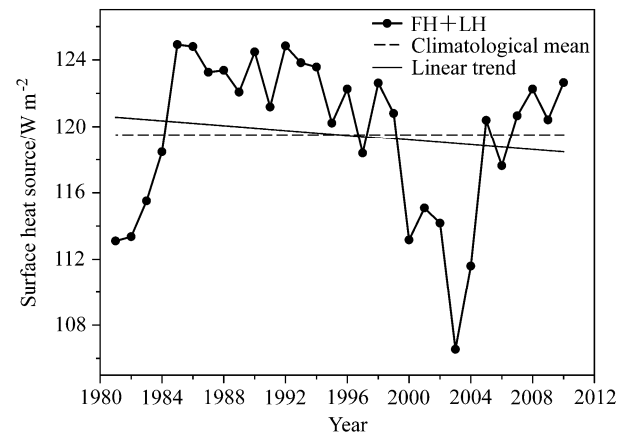


图 7 同图 1，但为地面热源分布
Fig. 7 Same as Fig. 1, but for the surface heat source (FH+LH)

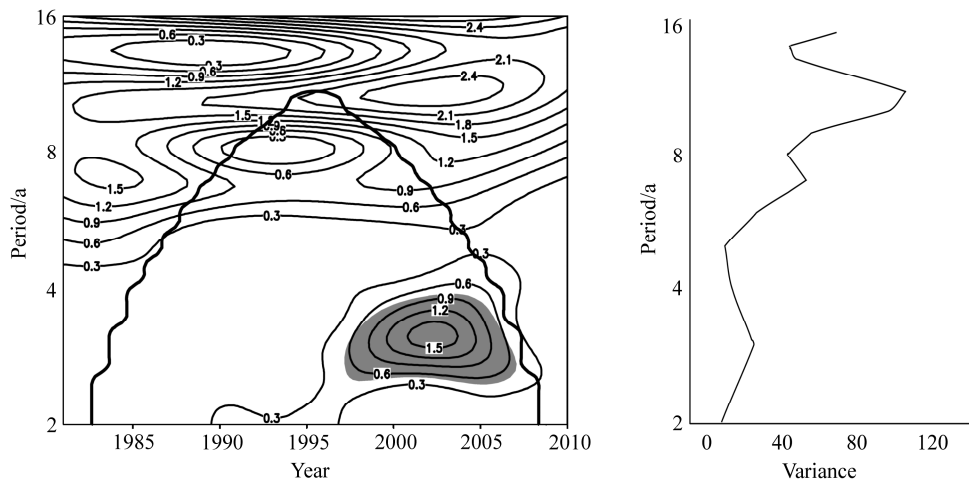


图 8 同图 2，但为地面热源的小波功率谱及其对应的方差
Fig. 8 Same as in Fig. 2, but for the surface heat source

表 2 同表 1，但为地面潜热的周期及突变特征

Table 2 Same as Table 1, but for surface latent heat

	周期	突变点
6 月	准 5 年、准 12 年	无
7 月	准 4 年、准 12 年	1999 年
8 月	准 5 年、准 13 年	1997 年
夏季 (6~8 月平均)	准 4 年、准 9 年	2004 年

3.3 地面热源

夏季高原地面热源的气候均值为 120 W m^{-2} ，其中地面感热与地面潜热对地面热源的贡献相当。地面热源总体呈减弱趋势（图 7），但减幅很小，其线性倾向率仅为 $-0.73 (\text{W m}^{-2})/(10 \text{ a})$ 。高原地面热源在 1985~1999 年偏强，但强度呈波动式走低趋势。2000~2006 年处于明显偏弱状态，随后又转为增强趋势。因此，高原地面热源的年际、年代际变化特征明显。近 30 年 6~8 月各月的高原地面热源变化趋势与夏季类似（图略）。

夏季地面热源的准 3 年、准 7 年和准 12 年的周期振荡现象显著。2~4 年的周期振荡在 1997 年与 2007 年之间有较大谱值，6~8 年的周期振荡在 1995 年前后有较大谱值（图 8）。

由图 9 可见，UF 分量自 1980 年代呈增大趋势，1985 年超过显著水平临界线，2000 年后呈减小趋势，这表明 2000 年后夏季高原地面热源呈减小趋势。UB 分量自 1980 年代至 1990 年代中期呈减小趋势，1994 后出现增大趋势，于 2000 年超过显著水平临界线。UF 和 UB 的交点位于 1997 年，表明夏季高原地面热源在 1997 年前后发生了突变（表 3）。

表 3 同表 1，但为地面热源的周期及突变特征

Table 3 Same as Table 1, but for the surface heat source	
	周期 突变点
6 月	准 3 年、准 7 年、准 12 年 1996 年
7 月	准 4 年、准 13 年 1983 年
8 月	准 4 年、准 7 年、准 13 年 无
夏季 (6~8 月平均)	准 3 年、准 7 年、准 12 年 1997 年

4 夏季高原低涡生成频数的气候统计

4.1 夏季高原低涡生成的气候特征

图 10 给出了基于 MICAPS 天气图识别的近 30 年夏季高原低涡生成频数标准化距平。自 1981 年以来高原低涡生成频数整体呈较弱的减少趋势，线性拟合率较高 ($R^2=0.50586$, $P=-0.54038$)。高原低涡的气候倾向率为 -5.4 个/(10 a)，标准差约为 6.7，具有较明显的年际变化特征。近 30 年 6~8 月各月的高原低涡生成频数趋势与夏季类似 (图略)。

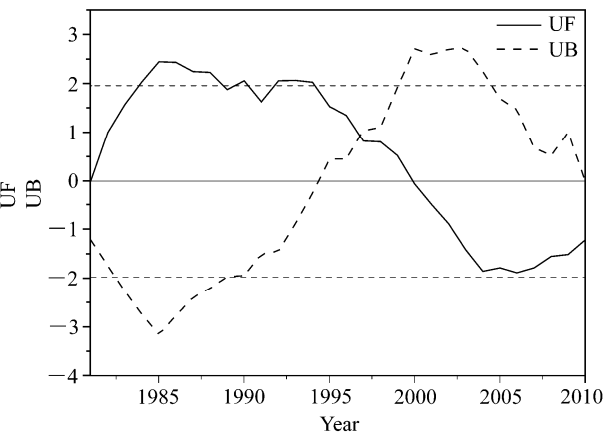


图 9 同图 3，但为地面热源的 MK 突变检验
Fig. 9 Same as Fig. 3, but for the surface heat source

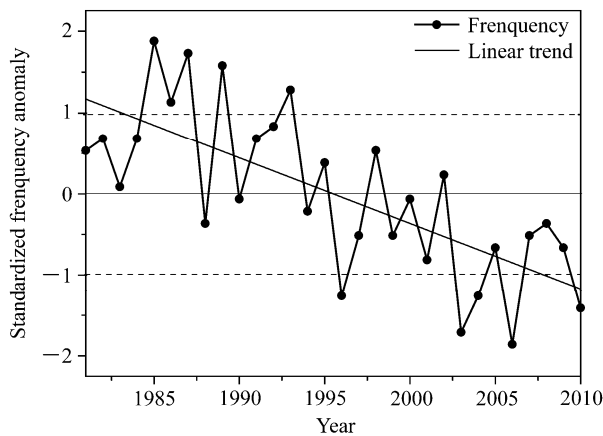


图 10 1981~2010 年夏季高原低涡生成频数标准化距平
Fig. 10 Standardized anomaly of the generating frequency of the Tibetan Plateau Vortexes (TPVs)

高原低涡的气候统计是一项工作量大但结果差异也可能较大的基础性工作，即使在对高原低涡定义基本相同的条件下，由于高原低涡尺度较小、生成时多为边界层浅薄系统，加之高原上（特别是高原西部）的探空资料稀疏，基于不同作者、不同统计时段、不同识别方式、不同资料分析出的高原低涡气候特征可能不尽相同，甚至出现变化趋势相反的情况 (王鑫等, 2009; Feng et al., 2014; 李国平等, 2014)，但这些研究得出的低涡生成总数及其气候变幅的差别并不大。

4.2 夏季高原低涡的多发年与少发年

1981~2010 年，夏季高原低涡共出现 943 个，年平均 31.4 个。1985 年高原低涡生成频数最高 (44 个)，2006 年生成频数最少 (19 个)。低涡高发期主要集中在 1980 年代到 1990 年代中后期。若定义高于 1 个距平的为高原低涡多发年，低于一个距平的为少发年，则夏季高原低涡多发年有：1985、1986、1987、1989 和 1993 年，少发年有：1996、2003、2004、2006 和 2010 年。

4.3 夏季高原低涡生成的气候统计分析

夏季高原低涡序列的准 7 年和准 13 年周期振荡现象显著，6~8 年的周期振荡在 1995 年与 2005 年之间有较大谱值 (图 11)。

如图 12 所示，UF 分量自 1980 年代中期呈增大趋势，1995 年后转为减小趋势，于 1995 年超过显著性水平临界线。UB 分量自 1980 年代呈现减小趋势。UF 和 UB 的交点位于 1998 年，表明夏季高原低涡自 1990 年代中期的减小是一突变现象，发生于 1998 年前后 (表 4)。

表 4 同表 1，但为高原低涡生成频数的周期及突变特征

Table 4 Same as Table 1, but for the generating frequency of TPVs	
	周期 突变点
6 月	准 3、准 8 年 1998 年
7 月	准 3、准 5 年、准 8 年 2000 年
8 月	准 8 年 2001 年
夏季 (6~8 月平均)	准 7、准 13 年 1998 年

5 高原地面热源与高原低涡生成频数的时间相关性及其成因分析

由表 5 可见，夏季高原低涡生成频数与同期高原地面感热呈高度正相关，通过了 0.01 的显著性水平检验；夏季高原低涡生成频数与同期地面潜热呈负相关，只通过了 0.1 的显著性水平检验；夏季高

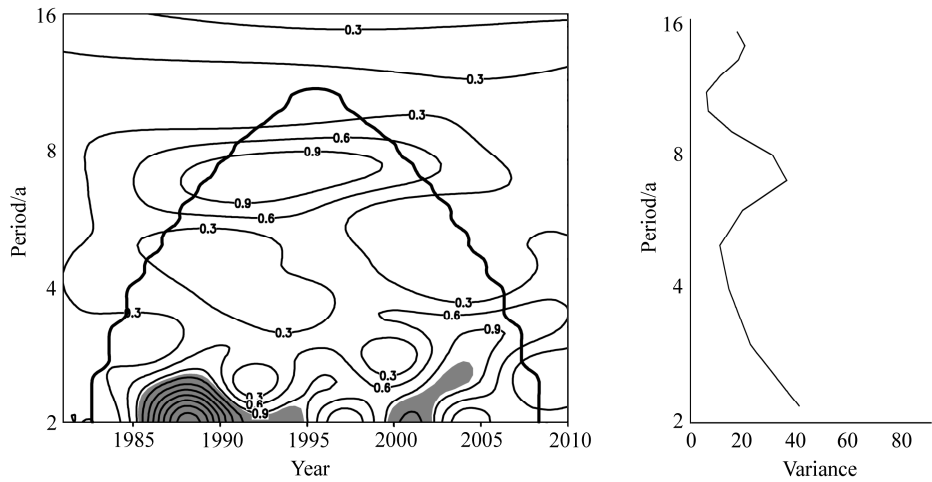


图 11 同图 2，但为高原低涡频数的小波功率谱及其对应的方差
Fig. 11 Same as Fig. 2, but for the generating frequency of TPVs

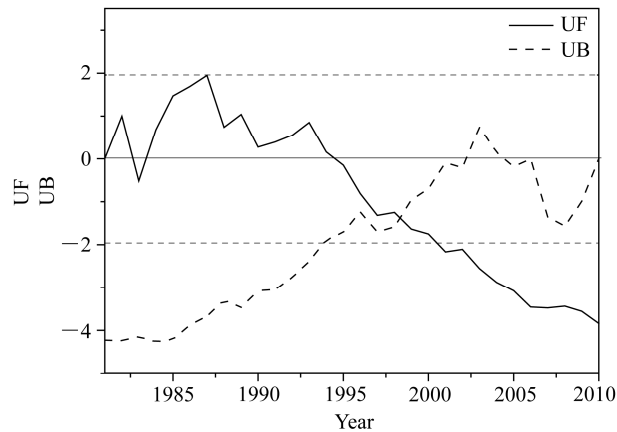


图 12 同图 3，但为高原低涡生成频数的 MK 突变检验
Fig. 12 Same as in Fig. 3, but for the generating frequency of TPVs

原低涡生成频数与同期地面热源呈正相关，通过了 0.05 的显著性水平检验。因此，气候统计的结果表明：地面热源偏强特别是地面感热偏强的时期，对应高原低涡的多发期；而地面潜热偏强时，对应的是高原低涡少发期。

表 5 夏季高原低涡生成频数与高原地面加热项的相关系数及其信度水平

Table 5 The correlation coefficients between the generating frequency of TPVs and surface heating in summer and their confidence levels

	相关系数	信度水平
地面感热	0.541591	99%
地面潜热	-0.34363	90%
地面热源	0.410754	95%

与温带气旋不同的是，诊断分析结果表明高原低涡的形成主要依靠强烈的地面感热，这一点对于高原西部的低涡更为明显，高原中西部地面感热加热是高原低涡生成、发展和东移的主导因子（罗四维和杨洋，1992；陈伯民等，1996；田珊儒等，2015）。故不少研究认为地面感热在低涡形成中具有重要作用，高原地区强烈的太阳辐射给地表以充足的加热，使大气边界层底部受到强大的地面加热作用，从而奠定了高原低涡产生、发展的热力基础。青藏高原低涡正是在高原这种特殊的热力和地形条件下生成的。

这类准正压气流中的暖性干涡产生于地面感热中心上空并随之移动，因此地面感热的作用非常重要。受感热加热影响，低涡中心降压，气流从四周向中心辐合，产生上升运动，有利于引发对流系统；但上升运动中干绝热过程很快使气柱降温，从而抑制热低压的进一步发展，故地面感热激发的高原低涡大多是一种浅薄天气系统（Liu and Li, 2007）。由此派生出地面感热有利于（罗四维和杨洋，1992；陈伯民等，1996）或不利于（Dell'osso and Chen, 1986）高原低涡发生、发展的两种不同观点。Shen et al.（1986）的研究也指出，地面感热在雨季中只能对大尺度环流起附加的修正作用，24 小时内一般并不能显著改变高原低涡流场的总体特征。造成这种对地面感热作用认知差异的原因可能与地面感热的时空分布有关。一方面，低涡发展与地面感热加热的非均匀程度有关，加热强度最大区对应

涡区时, 感热有利于低涡的发展; 但若地面感热中心与低涡中心配置不一致, 地面感热加热就会抑制低涡的发展 (李国平等, 2002)。另一方面, 在低涡的不同发展阶段, 地面感热的作用亦不同, 并且还与低涡发展阶段是白天还是夜间有关 (宋雯雯等, 2012)。但在气候尺度上, 地面感热对高原低涡的生成总体上是正贡献, 这从表 5 揭示的近 30 年来夏季高原低涡生成频数与地面感热具有显著正相关的统计结果可以得到证实。

高原低涡生成后的东移过程中, 潜热加热的作用逐步占据主要地位 (陈伯民等, 1996)。数值试验表明无地面蒸发潜热时, 低涡强度比控制试验略有减弱, 说明地面潜热通量对低涡的发展有一定作用 (宋雯雯等, 2012)。Sugimoto and Ueno (2010) 也指出西部高原低涡东移到地面较为湿润的高原东部后, 在对流不稳定条件下通过低层辐合激发出中尺度对流系统。田珊儒等 (2015) 认为地面蒸发潜热并不能直接通过热力作用激发高原低涡的生成, 它是通过增强中低层大气的不稳定性, 为对流系统的发生发展积累能量, 形成有利于对流性降水的热力环境; 而东移的高原低涡通过加强偏北、偏南气流形成的辐合带, 触发高原东部对流系统的生成。赵玉春和王叶红 (2010) 的结果亦表明高原低涡东移诱生的低层偏东气流在川西高原东侧地形的动力强迫抬升作用下, 通过释放对流有效位能激发出中尺度对流系统。因此, 不难理解表 5 给出的夏季高原低涡生成频数与同期地面潜热呈负相关的结果, 即在时间对应关系上, 地面潜热与高原低涡的生成并非同期相关, 而一般要滞后于高原低涡的生成, 这与土壤湿度对降水的影响具有时间滞后效应的原理类似 (Li et al., 1991)。但总体而言, 夏季高原低涡生成频数与同期地面热源在气候统计上具有正相关的结论, 进一步证实了高原地面加热对高原低涡乃至高原中尺度对流系统形成 (Li et al., 2008; Sugimoto and Ueno, 2010) 的重要性。

6 结论与讨论

本文研究了近 30 年来青藏高原夏季地面感热、地面潜热和地面热源以及高原低涡生成频数的气候学特征, 分析了高原地面加热与高原低涡生成的时间相关性, 并初步探讨了地面感热与地面潜热与低涡生成具有不同相关性的物理成因。获得如下研究结果:

(1) 夏季高原地面感热的气候均值为 58 W m^{-2} , 近 30 年地面感热总体呈微弱的减小趋势, 在 1980 年代初期和本世纪前 10 年的大部分时段地面感热呈增大趋势, 而中间时段呈波动式下降。地面感热具有准 3 年、准 7 年为主的周期振荡, 1996 年是其减小趋势的突变点。

(2) 夏季高原的地面潜热的气候均值为 62 W m^{-2} , 在 30 年中呈波动变化并伴有增大趋势, 这种增大趋势的突变始于 2004 年前后。另外, 高原地面潜热的准 4 年、准 9 年的周期振荡现象显著。

(3) 夏季高原地面热源的气候均值为 120 W m^{-2} , 其中地面感热与地面潜热对地面热源的贡献相当。地面热源总体呈幅度不大的减弱趋势, 其中 1980 年代到 1990 年代末偏强, 21 世纪前 6 年处于明显偏弱状态, 随后又转为增强趋势。地面热源振荡的主周期与地面感热相同, 年际、年代际变化特征明显, 在 1997 年前后发生了由强转弱的突变。

(4) 近 30 来夏季高原低涡的生成频数整体呈现一定程度的线性减少趋势, 年际变化特征明显, 低涡高发期主要集中在 1980 年代到 1990 年代中后期。高原低涡生成频数自 1990 年代中期的减少态势突变于 1998 年前后, 并且准 7 年、准 13 年周期振荡现象显著。

(5) 夏季高原低涡生成频数与同期的高原地面感热呈高度正相关, 与同期地面潜热呈一定程度的负相关, 但与同期地面热源仍呈较显著的正相关。因此在气候尺度上, 高原地面热源偏强特别是地面感热偏强的时期, 对应高原低涡的多发期。这从统计上证实了高原地面加热作用对触发高原低涡乃至高原对流活动的重要性。

最后需要说明的是, 本文高原地面热源值是基于 NCEP/DOE 地面感热通量和地面潜热通量的再分析资料得出的, 高原低涡生成频数的时间序列也是根据 MICPAS 天气图人工识别后的统计结果, 有必要进一步与其他资料或识别方式获得的高原加热和高原低涡资料集的结果进行对比和评估。并且高原加热作用与高原低涡生成在气候尺度上的时间相关性分析及物理解释也是初步的。另外, 有数值试验证实高原西部的地面感热和东部的地面潜热对中尺度对流系统的发展都有影响 (Sugimoto and Ueno, 2010), 因此高原地面加热与高原低涡生成频数的空间相关性以及定量的气候影响还有待利用气候模式开展进一步的数值试验。

致谢 感谢成都信息工程大学气象专业研究生张恬月、刘云丰对本文的贡献。

参考文献 (References)

- 包庆, Bin Wang, 刘屹岷, 等. 2008. 青藏高原增暖对东亚夏季风的影响——大气环流模式数值模拟研究 [J]. 大气科学, 32 (5): 997–1005.
- Bao Qing, Bin Wang, Liu Yimin, et al. 2008. The impact of the Tibetan Plateau warming on the East Asian summer monsoon—A study of numerical simulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (5): 997–1005.
- 陈伯民, 钱正安, 张立盛. 1996. 夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟 [J]. 大气科学, 20 (4): 491–502.
- Chen Bomin, Qian Zheng'an, Zhang Lisheng. 1996. Numerical simulation of the formation and development of vortices over the Qinghai-Xizang Plateau in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 20 (4): 491–502.
- Dell'osso L, Chen S J. 1986. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Tellus A, 38A (3): 236–250.
- 董敏, 朱文妹, 徐祥德. 2001. 青藏高原地表热通量变化及其对初夏东亚大气环流的影响 [J]. 应用气象学报, 12 (4): 458–468.
- Dong Min, Zhu Wenmei, Xu Xiangde. 2001. The variation of surface heat flux over Tibet Plateau and its influences on the East Asia circulation in early summer [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 12 (4): 458–468.
- Duan A M, Wu G X. 2008. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations [J]. J. Climate, 21 (13): 3149–3164.
- Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2005. Heating status of the Tibetan Plateau from April to June and rainfall and atmospheric circulation anomaly over East Asia in midsummer [J]. Science in China Series D: Earth Science, 48 (2): 250–257.
- Duan A M, Wu G X, Zhang Q, et al. 2006. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions [J]. Chinese Science Bulletin, 51 (11): 1396–1400.
- Feng X Y, Liu C H, Rasmussen R, et al. 2014. A 10-year climatology of Tibetan Plateau vortices with NCEP climate forecast system reanalysis [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 53 (1): 34–46.
- Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 75: 180–186.
- Gao S, Ping F. 2005. An experiment study of lee vortex with large topography forcing [J]. Chinese Sci. Bull., 50 (3): 248–255.
- 黄荣辉. 1985. 夏季西藏高原与落基山脉对北半球定常行星波形成的动力作用 [J]. 大气科学, 9 (3): 243–250.
- Huang Ronghui. 1985. The dynamic effect of the Tibetan Plateau and the Rocky Mountain on the formation of stationary planetary waves in the Northern Hemisphere in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 9 (3): 243–250.
- 蒋艳蓉, 何金海, 温敏, 等. 2009. 春季青藏高原东侧涡旋对特征及其对我国天气气候的影响 [J]. 高原气象, 28 (5): 945–954.
- Jiang Yanrong, He Jinhai, Wen Min, et al. 2009. Characteristic of a couple of vortexes on the east side of Tibetan Plateau from winter to spring and their impact on the weather and climate in China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (5): 945–954.
- Lau W K M, Kim M -K, Kim K -M, et al. 2010. Enhanced surface warming and accelerated snow melt in the Himalayas and Tibetan Plateau induced by absorbing aerosols [J]. Environ. Res. Lett., 5 (2): 025204.
- 李栋梁, 李维京, 魏丽, 等. 2003. 青藏高原地面感热及其异常的诊断分析 [J]. 气候与环境研究, 8 (1): 71–83.
- Li Dongliang, Li Weijing, Wei Li, et al. 2003. A diagnostic study of surface sensible heat flux anomaly over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8 (1): 71–83.
- 李国平, 刘红武. 2006. 地面热源强迫对青藏高原低涡作用的动力学分析 [J]. 热带气象学报, 22 (6): 632–637.
- Li Guoping, Liu Hongwu. 2006. A dynamical study of the role of surface heating on the Tibetan Plateau vortices [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 22 (6): 632–637.
- 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.
- 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.
- 李国平, 符淙斌, 叶笃正. 1991. 大尺度降雨异常对地面过程的影响——一类气候反馈机制的初步研究 [J]. 大气科学, 15 (1): 23–32.
- Li Guoping, Fu Congbin, Ye Duzheng. 1991. Study on the influence of large-scale persistent rainfall anomalies on land surface processes—One kind of climatic feedback processes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 15 (1): 23–32.
- Li Yaodong, Wang Yun, Song Yang, et al. 2008. Characteristics of summer convective systems initiated over the Tibetan Plateau. Part I: Origin, track, development, and precipitation [J]. J. App. Meteor. Climatol., 47 (10): 2679–2695.
- 李林, 陈晓光, 王振宇, 等. 2010. 青藏高原区域气候变化及其差异性研究 [J]. 气候变化研究进展, 2010, 6 (3): 181–186.
- Li Lin, Chen Xiaoguang, Wang Zhenyu, et al. 2010. Climate change and its regional differences over the Tibetan Plateau [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 6 (3): 181–186.
- Liu X D, Chen B D. 2000. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades [J]. Int. J. Climatol., 20 (14): 1729–1742.
- Liu Xiaoran, Li Guoping. 2007. Analytical solutions for thermal forcing vortices in boundary layer and its applications [J]. Applied Mathematics and Mechanics, 28 (4): 429–439.
- Liu Xin, Wu Guoxiong, Li Weiping, et al. 2001. Thermal adaptation of the large-scale circulation to the summer heating over the Tibetan Plateau [J]. Progress in Natural Science, 11 (3): 207–214.
- 骆美霞, 朱抱真, 张学洪. 1983. 青藏高原对东亚纬向型环流形成的动力作用 [J]. 大气科学, 7 (2): 145–152.
- Luo Meixia, Zhu Baozhen, Zhang Xuehong. 1983. The dynamic effect of Tibetan Plateau on the formation of zonal type circulation over East Asia [J]. Chinese Journal

- of Atmospheric Sciences (in Chinese), 7 (2): 145–152.
- 罗四维, 杨洋. 1992. 一次青藏高原夏季低涡的数值模拟研究 [J]. 高原气象, 11 (1): 39–48. Luo Siwei, Yang Yang. 1992. A case study on numerical simulation of summer vortex over Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 11 (1): 39–48.
- Luo S W, He M L, Liu X D. 1994. Study on the vortex of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau in summer [J]. Science in China (Series B), 37 (5), 601–612.
- Shen R J, Reiter E R, Bresch J F. 1986. Some aspects of the effects of sensible heating on the development of summer weather system over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. J. Atmos. Sci., 43: 2241–2260.
- 宋雯雯, 李国平, 唐钱奎. 2012. 加热和水汽对两例高原低涡影响的数值试验 [J]. 大气科学, 36 (1): 117–129. Song Wenwen, Li Guoping, Tang Qiankui. 2012. Numerical simulation of the effect of heating and water vapor on two cases of plateau vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (1): 117–129.
- Stocker T, Qin D, Plattner G-K, et al. 2013. Technical summary [M]// Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., Eds. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Sugimoto S, Ueno K. 2010. Formation of mesoscale convective systems over the eastern Tibetan Plateau affected by plateau-scale heating contrasts [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 115 (D16): D16105, doi:10.1029/2009JD013609.
- Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 62 (1): 23–30.
- 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.
- 王鑫, 李跃清, 郁淑华, 等. 2009. 青藏高原低涡活动的统计研究 [J]. 高原气象, 28 (1): 64–71. Wang Xin, Li Yueqing, Yu Shuhua, et al. 2009. Statistical study on the plateau low vortex activities [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (1): 64–71.
- 王同美, 吴国雄, 应明. 2011. NCEP/NCAR (I、II)和ERA40再分析加热资料比较 [J]. 中山大学学报(自然科学版), 50 (5): 128–134. Wang Tongmei, Wu Guoxiong, Ying Ming. 2011. Comparison of diabatic heating data from NCEP/NCAR (I, II) and ERA40 [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni (in Chinese), 50 (5): 128–134.
- 王学佳, 杨梅学, 万国宁. 2013. 近 60 年青藏高原地区地面感热通量的时空演变特征 [J]. 高原气象, 32 (6): 1557–1567. Wang Xuejia, Yang Meixue, Wan Guoning. 2013. Temporal-spatial distribution and evolution of surface sensible heat flux over Qinghai-Xizang Plateau during last 60 years [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 32 (6): 1557–1567.
- 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]. Chinese Sci. Bull., 57 (5): 548–557.
- 吴国雄, 张永生. 1998. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I: 爆发地点 [J]. 大气科学, 22 (6): 825–838. Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1998. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and Asian monsoon onset. Part I: Situating of the onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 22 (6): 825–838.
- 吴国雄, 张永生. 1999. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 II: 爆发时间 [J]. 大气科学, 23 (1): 51–61. Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1999. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and Asian monsoon onset. Part II: Timing of the onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (1): 51–61.
- Wu Guoxiong, Liu Yimin, Wang Tongmei, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate [J]. Journal of Hydrometeorology, 8 (Special Section): 770–789.
- 徐祥德. 2009. 青藏高原“敏感区”对我国灾害天气气候的影响及其监测 [J]. 中国工程科学, 11 (10): 96–107. Xu Xiangde. 2009. The effects of sensitive region over Tibetan Plateau on disastrous weather and climate and its monitoring [J]. Engineering Science (in Chinese), 11 (10): 96–107.
- 徐兴奎, 陈红, Levy J K. 2008. 气候变暖背景下青藏高原植被覆盖特征的时空变化及其成因分析 [J]. 科学通报, 53 (4): 456–462. Xu XingKui, Chen Hong, Levy J K. 2008. The characteristics of spatial and temporal variations on Tibetan Plateau and its genetic analysis under the background of climate warming [J]. Chinese Sci. Bull. (in Chinese), 53 (4): 456–462.
- Yang K, Guo X F, Wu B Y. 2011. Recent trends in surface sensible heat flux on the Tibetan Plateau [J]. Sci. China Earth Sci., 54 (1): 19–28.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 278pp. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Qinghai-Xizang Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 278pp.
- 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 Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (2): 108–121.
- Ye D Z. 1981. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62 (1): 14–19.
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation [J]. Meteor. Atmos. Phys., 67 (1–4): 181–198.
- 赵玉春, 王叶红. 2010. 高原涡诱发西南涡特大暴雨成因的个例研究 [J]. 高原气象, 29 (4): 819–831. Zhao Yuchun, Wang Yehong. 2010. A case study on plateau vortex inducing southwest vortex and producing extremely heavy rain [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (4): 819–831.
- Zhu X Y, Liu Y M, Wu G X. 2012. An assessment of summer sensible heat flux on the Tibetan Plateau from eight data sets [J]. Sci. China Earth Sci., 55 (5): 779–786.
- Zhu Yuxiang, Liu Haiwen, Ding Yihui, et al. 2014. Interdecadal variation of spring snow depth over the Tibetan Plateau and its influence on summer rainfall over East China in the recent 30 years [J]. Int. J. Climatol., doi:10.1002/joc.4239.