

张璐, 王慧, 石兴东, 等, 2020. 青藏高原中东部地表感热趋势转折特征及成因分析[J]. 高原气象, 39(5): 912-924. ZHANG Lu, WANG Hui, SHI Xingdong, et al, 2020. Characteristics and Causes of Surface Sensible Heat Trend Transition in Central and Eastern Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology, 39(5): 912-924. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2020. 00050.

## 青藏高原中东部地表感热趋势 转折特征及成因分析

张璐<sup>1</sup>, 王慧<sup>1</sup>, 石兴东<sup>2</sup>, 李栋梁<sup>1</sup>

(1. 南京信息工程大学大气科学学院/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室, 江苏 南京 210044;  
2. 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** 利用气候变化趋势转折判别模型(PLFIM)分析了1982—2018年青藏高原(下称高原)70个站地表感热通量趋势转折特征, 并从高原地温和气温对同期北半球变暖的响应速度, 以及大气环流背景场等方面分析其趋势转折的可能原因。结果表明: (1)高原4个气候区的年平均地表感热均在2000年前后发生了由显著减弱到显著增强的趋势转折, 其中II区(高原东部)最早发生转折(1999年), 其次是I区(高原北部)和IV区(高原东南部)(2000年), III区(高原西南部)最晚(2002年)。II区和III区是高原感热趋势转折的关键区。II区感热的变化主要由地温的增温加快使地气温差加大所导致, III区则主要受地面风速变化的影响, 2000年后地面风速的增加对该区感热的趋势转折有重要贡献。(2)2000年之前, 北半球中纬度西风急流偏弱且急流轴位置偏南, 同时高原北(南)部到高(低)纬度地区温度异常偏高(低), 经向温度梯度和气压梯度减小, 使得这一时期高原风速持续减小; 2000年之后与之前相反, 高原风速的减小趋势在这一时期得到缓解, 并逐渐转变为增加趋势, 进而造成了高原地表感热变化趋势的转折。

**关键词:** 青藏高原; 感热通量; 地面风速; 趋势转折; 地气温差

**文章编号:** 1000-0534(2020)05-0912-13 **中图分类号:** P466 **文献标识码:** A

**DOI:** 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2020. 00050

### 1 引言

青藏高原(下称高原)东西长约2000 km, 南北宽约1000 km, 平均海拔约4000 m, 约占对流层的三分之一, 所以高原的加热可直接作用于对流层中层大气。地表感热是高原热源的重要组成部分, 受高原地表感热加热所驱动, 高原上空的大气在冬季下沉并向高原低空四周“排放”; 在夏季, 高原低空四周的大气被高原“抽吸”上升, 并在对流层上部向外排放, 这种周而复始的抽吸-排放作用和其所致的大范围的大气上升-下沉犹如一部巨型“气泵”(吴国雄等, 1997, 2018)屹立在欧亚大陆中、东部的副热带地区上空, 对亚洲季风系统和北半球大气环流有着重要的调控作用。因此半个世纪以来, 高

原地形的热力和动力作用对北半球大气环流和亚洲气候的影响一直受到国内外气象学家的广泛关注(Yanai et al, 1992; Ye et al, 1998; Wu et al, 1998; Zhao et al, 2001; 李栋梁等, 2001; 吴国雄等, 2005; Duan et al, 2005, 2011, 2012; 周秀骥等, 2009; 徐祥德等, 2015; Ma et al, 2016; Zhang et al, 2019)。许多研究也证实, 高原感热加热与东亚大气环流及中国区域降水的关系密切(段安民等, 2003; 王同美等, 2009; 李潇等, 2015; 刘森峰等, 2017; 张长灿等, 2017; 戴逸飞等, 2017; Wang et al, 2018), 它可以作为东亚季风和中国区域降水的有效预测因子。因此, 高原感热演变特征和变化原因的系统认识对我国短期气候预测意义

收稿日期: 2020-04-30; 定稿日期: 2020-06-11

资助项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0103); 国家自然科学基金项目(41305080); 江苏高校优势学科建设工程项目(PAPD)

作者简介: 张璐(1994—), 女, 青海贵德人, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究. E-mail: zhanglu\_0905@126.com

通信作者: 王慧(1982—), 女, 山东曹县人, 副教授, 主要从事气候动力学与气候变化研究. E-mail: wanghui123@nuist.edu.cn

重大。

Duan et al(2008)早期的研究指出,在20世纪80年代中期后高原感热呈显著减弱趋势,随后Yang et al(2011)也比较了三种不同计算方案得到的高原感热演变的差异,结果均显示出高原感热的显著减弱趋势。然而,近期的气象站和野外观测资料均显示,这种减弱的趋势并没有一直延续,而是在21世纪00年代初发生了显著的趋势转折,不仅没有减弱,反而表现为增强的趋势,且高原四季的感热演变与年平均状况类似,只是趋势转折时间略有差异(戴逸飞等,2016;Zhu et al,2017;张超等,2018;解晋等,2018;于威等,2018;Wang et al,2018;严晓强等,2019)。戴逸飞等(2016)研究显示,高原感热演变趋势的转折最早出现在2001年的秋季,随后是春季在2002年发生转变,冬、夏季和年平均均在2003年发生转变,除了夏季,其他季节感热转折后的增强趋势均通过了95%的信度水平检验,秋季通过了99%的信度水平检验。解晋等(2018)研究发现,高原感热冬、春季的转折在2001年,夏、秋季在2003年。Wang et al(2018)的分析显示,高原感热的转折只有春季在2001年,年平均和其余季节均在2003年。这可能与感热研究所用资料的站点个数不同有关。最新的高原野外观测数据也显示,高原感热在2002年之后表现为增强趋势(严晓强等,2019)。总体来讲,这些研究成果均揭示了高原整体感热演变趋势在21世纪00年代初期发生了转折性的改变。

高原感热演变趋势的转变是多种气象要素共同变化的结果。在气候学研究中,地表感热通量 $H$ 可以利用气象站常规观测资料通过总体输送公式进行确定(Yeh,1982;Chen et al,1985;Ye et al,1998;李栋梁等,2003;Duan et al,2008;Yang et al,2011;戴逸飞等,2016;Zhu et al,2017;Wang et al,2018),其表达式为:

$$H = \rho c_p C_h V_s (T_s - T_a) \quad (1)$$

式中: $\rho$ 为干空气密度(单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ),由干空气状态方程 $\rho = P/(R_d\cdot T_a)$ 确定, $P$ 是本站气压(单位:hPa); $R_d=287.04\text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$ 为干空气比气体常数; $c_p=1004\text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$ 为干空气定压比热; $C_h$ 为区域尺度地表热力总体输送系数(无量纲); $V_s$ 为气象站10 m处风速(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ); $T_s$ 是地表0 cm土壤温度(单位: $^{\circ}\text{C}$ ); $T_a$ 为气象站1.5 m处百叶箱内空气温度(单位: $^{\circ}\text{C}$ )。

由式(1)可知,影响地表感热通量变化的气象要素主要为地面风速 $V_s$ 和地气温差( $T_s-T_a$ ),地表热

力总体输送系数 $C_h$ 值的量级远小于地面风速和地气温差,干空气密度 $\rho$ 主要与气象站的本站气压 $P$ 有关,其年际变化微弱,所以,它们对感热通量变化的影响有限(于威等,2018)。有研究显示,地面风速的减小对2003年之前高原感热的减弱有重要贡献(Duan et al,2008;Liu et al,2012;王美蓉等,2012;Yang et al,2014),而2003年之后高原地面风速减小趋势的趋缓和地气温差的增大可能是高原感热增强和趋势转折的主要原因(戴逸飞等,2016;Zhu et al,2017;Wang et al,2018;解晋等,2018)。但是,现有研究多是针对高原整体特征的分析,高原感热演变趋势的改变在空间上是否一致?关键区在哪里?如何定量评估不同气象要素对高原感热趋势转折的贡献和影响?这些都是亟需解决的重要科学问题。因此,本文针对2000年代初高原感热趋势转变的事实,首先利用旋转经验正交函数分解(REOF)方法对高原感热特征进行了分区,接着利用气候变化趋势转折判别模型(PLFIM)分析了高原各区及70个站点年平均感热趋势转折特征,并用多元线性回归问题的方差分析方法定量研究了地气温差和地面风速对地表感热变化的相对贡献,以及高原地温和气温对同期北半球变暖的响应,最后从大气环流角度分析了高原感热趋势转折的可能原因。以期对高原感热演变空间特征和趋势转折物理原因有一个较系统的认识。

## 2 资料选取与方法介绍

### 2.1 资料选取

利用1982—2018年高原中东部( $26^{\circ}\text{N}$ — $40^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\text{E}$ — $105^{\circ}\text{E}$ )较为均匀的70个国家基本气象站逐日地面观测资料(图1)结合美国国家航空和航天局

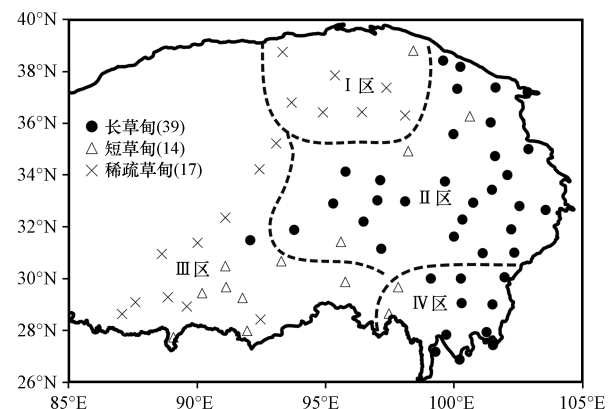


图1 青藏高原年平均感热分区

Fig. 1 Spatial distribution of annual-mean surface sensible heat flux in the Qinghai-Xizang Plateau and the domains of four zones

(NASA)制作的归一化差值植被指数(NDVI)数据集,利用式(1)计算各站逐日地表感热通量。其中各站地表热力总体输送系数 $C_h$ 值由高原不同草甸下垫面的 $C_h$ -NDVI参数化关系式(Wang et al, 2019)确定。此外,还选取了美国气象环境预报中心/国家大气研究中心 NCEP/NCAR(R2)提供的1982—2018年逐月再分析资料,垂直方向17层,包括位势高度、温度、纬向风速等,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

## 2.2 方法介绍

分析时间序列的线性趋势是气候变化研究中的常用方法,它可以获得某一段时间内气候的总体变化趋势,但对于时间尺度较长的气候序列,整个时间段上的线性趋势往往不能描述出气候变化的波动特征(施晓晖等, 2006)。因此本文采用Tomé et al(2004)提出的气候变化趋势转折判别模型(Piecewise Linear Fitting Model, PLFIM)分析1982—2018年高原感热变化趋势的转折特征。PLFIM模型需要满足两个前提条件:(1)给定一个最小转折变化时间间隔(针对年代际的趋势变化一般选用11年间隔);(2)两个连续分段的线性变化趋势符号相反或变化程度达到一定的百分比,可以得到最佳的分段组合(刘珂等, 2014; 施晓晖等, 2006, 2008)。这种方法改变了人为给定转折点个数的做法,使得计算出的趋势转折点个数和位置都更为合理。该模型被广泛应用于我国气候的转型、极端干旱和潜在蒸发等趋势变化研究中,并取得良好效果(刘珂等, 2014; 施晓晖等, 2006, 2008; 曹雯等, 2015)。

本文利用旋转经验正交函数分解(EOF)方法对高原感热特征进行分区研究,该方法是在经验正交函数分解(EOF)分析方法的基础上,再进行因子的极大方差旋转处理,使分离出的典型空间模态上只有某一较小的区域上有高载荷,其余区域均接近0,使得空间结构简化、清晰,着重表现空间的相关性分布特征,是对气候变量变化特征分区的常用方法(魏凤英, 2007)。

本文同时利用多元线性回归问题的方差分析方法(黄嘉佑, 2004),对影响感热趋势转折的关键因子进行定量确定。将地表感热通量作为预报量 $y$ ,地面风速和地气温差作为预报因子,回归方差可表示为: $s_y^2 = \sum_{k=1}^p b_k s_{ky}$ ,其中: $p$ 为预报因子个数; $b_k$ 为因子的回归系数; $s_{ky}$ 为预报因子和预报量的协方差,回归方差就等于每个因子方差贡献之和。因

此,可以定义某个因子 $k$ 对预报量 $y$ 变化的贡献率为: $Con_k = \frac{b_k s_{ky}}{s_y^2} \times 100\%$ ,其中 $s_y^2$ 为预报量的方差。

该方法可以较准确地定量评估影响感热趋势转折的关键气象因子。

本文还用到气候趋势的线型倾向估计方法(魏凤英, 2007)。用 $x_i$ 表示样本量为 $n$ 的某一气候变量,用 $t_i$ 表示 $x_i$ 所对应的时间,建立 $x_i$ 和 $t_i$ 所对应的时间,建立 $x_i$ 与 $t_i$ 的一元线性回归方程: $\hat{x}_i = a + bt_i$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ),其中, $a$ 为回归常数, $b$ 为回归系数,通常将 $b \times 10$ 称为气候倾向率。

## 3 高原感热的气候分区

为了对高原中东部地表感热演变特征有一个较详细地了解,首先对高原年平均感热通量进行REOF分解,分析了前10个特征向量场,总解释方差接近80%。李林等(2003)对高原近30年年平均气温进行REOF分析,根据前5个空间载荷向量的分布(累积方差贡献达62.7%),把高原年平均气温场划分为5个不同的气候变化区。焦洋等(2016)经REOF分析后将高原夏、冬季平均气温分别划分为4个和3个不同的气温分区。本文根据REOF分析的前4模态空间场分布特征(总解释方差为48.5%,图略),并参考前人对高原热力状况的气候分区结果(于涵等, 2019; 蔡英等, 2003; 冯松等, 2001)及高原常规气象站下垫面草甸分类情况(Wang et al, 2019),将高原年平均感热场划分为4个气候区(图1): I区为高原北部区,主要为青海中北部; II区为高原东部区,包括青海南部、四川西北部和西藏东北部; III区为高原西南区,主要为西藏中部、南部地区; IV区为高原东南区,主要为云南北部、四川西南部。

接下来对高原不同区域年平均地表感热通量演变趋势转折特征进行了分析。从1982—2018年青藏高原4个分区年平均感热通量的逐年演变(图2)可以看出,高原感热通量在III区最大,年平均值达 $31.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,其次是I区和IV区,年平均值各为 $28.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $26.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , II区最小,年均值是 $22.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。4个区的年平均地表感热都发生了由显著减弱到显著增强的趋势转变,转折时间为II区最早(1999年),其次是I区和IV区(2000年), III区最晚(2002年),这也印证了高原东部为气候变化启动区的研究结论(汤懋苍等, 1988; 冯松等, 1998)。本文由PLFIM模型判断得到的高原各区感热趋势转折时间比前人利用M-K突变检验方法得到的转折

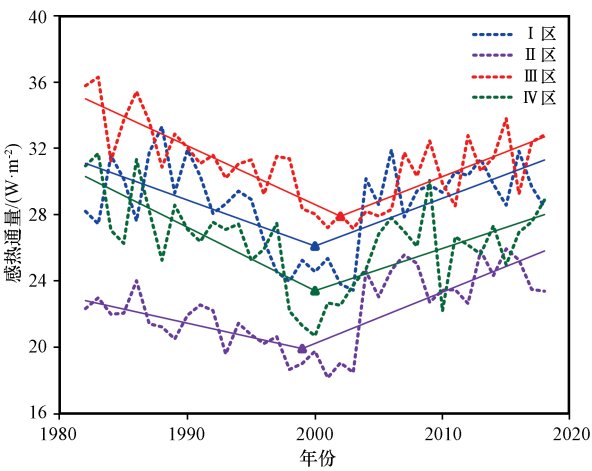


图2 1982—2018年青藏高原4个分区年平均感热变化过程  
Fig. 2 Changes of annual-mean surface sensible heat flux in the four zones and their linear trends in the Qinghai-Xizang Plateau from 1982 to 2018

时间偏早一些(戴逸飞等, 2016; 解晋等, 2018), M-K方法主要检验物理量演变趋势是否发生显著变化(比如检验北半球气温在某一时段是否发生了显著增暖), 而对趋势转折点的判定PLFIM模型优于M-K方法。由表1高原感热趋势转折前后的气候倾向率可知, 高原4个区地表感热演变趋势在转折前后均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性 $t$ 检验, 其中转折前IV区的减弱最强达到 $-4.20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ , II区的减弱最弱为 $-1.97\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ; 高原4个区转折后的增强强度几乎相当, 气候倾向率在 $3.00\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 左右, IV区稍弱为 $2.63\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。

前人对高原整体气候倾向率特征的分析表明,

地面风速的减小对2003年之前高原感热的减弱有重要贡献(Duan et al, 2008; Liu et al, 2012; 王美蓉等, 2012; Yang et al, 2014), 而2003年之后高原地面风速减小趋势的趋缓和地气温差的增大可能是高原感热增强和趋势转折的主要原因(戴逸飞等, 2016; Zhu et al, 2017; Wang et al, 2018; 解晋等, 2018)。但是高原不同区域情况是否一致, 为此通过1982—2018年高原4个区年平均地温、气温、地气温差及地面10m风速标准化序列的逐年演变(图3)可以看出, 4个要素在不同区域的演变不尽相同。地温和气温序列整体呈上升趋势, 尤其从20世纪90年代中后期至21世纪00年代初, 增长趋势最为明显; 2009年开始, 这种增长趋势出现了停滞并有小幅度的降温趋势, 特别是在III区和IV区。由气候倾向率统计结果(表1)可以发现, 高原4个区的地温在感热通量趋势转折后的升温率均高于转折之前, 而气温却有不同程度的改变, I区和III区升温率减弱, 特别是I区, 升温率减弱69%, 而在高原II区和IV区气温增温率与之前几乎相当, 略有增加。地气温差受地温与气温变化的共同影响, 在感热趋势转折之前高原I区地气温差呈减弱趋势, 其余3个区没有明显的变化趋势(表1), 转折后高原I区和II区地气温差呈现显著增加趋势, 倾向率分别达到 $0.39\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 和 $0.27\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ , 通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性 $t$ 检验, 而在高原的III区和IV区由于地温和气温在2009年出现了小幅降温趋势, 导致这一时段地气温差变化趋势不明显, 但在2000—2009年

表1 青藏高原各分区地表感热及其相关气象要素在趋势转折前后的气候倾向率  
Table 1 Climatic tendency rates of the surface sensible heat flux, surface temperature, air temperature, surface-air temperature difference and surface wind speed before and after the trend transition of annual-mean surface sensible heat flux in four zones

| 要素                                                          | 时间  | 各区域的气候倾向率 |            |             |            |
|-------------------------------------------------------------|-----|-----------|------------|-------------|------------|
|                                                             |     | I区(2000年) | II区(1999年) | III区(2002年) | IV区(2000年) |
| 感热通量/[ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ] | 转折前 | -3.01**   | -1.97**    | -3.53**     | -4.20**    |
|                                                             | 转折后 | 2.93**    | 3.02**     | 2.97**      | 2.63**     |
| 地表温度/[ $^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ]           | 转折前 | 0.50**    | 0.29*      | 0.36**      | 0.23       |
|                                                             | 转折后 | 0.60**    | 0.64**     | 0.39*       | 0.33       |
| 气温/[ $^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ]             | 转折前 | 0.67**    | 0.34       | 0.37**      | 0.30       |
|                                                             | 转折后 | 0.21      | 0.37**     | 0.26        | 0.34*      |
| 地气温差/[ $^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ]           | 转折前 | -0.17**   | -0.05      | 0           | -0.07      |
|                                                             | 转折后 | 0.39**    | 0.27**     | 0.13        | 0.01       |
| 地面风速/[ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ] | 转折前 | -0.18**   | -0.30**    | -0.42**     | -0.35**    |
|                                                             | 转折后 | 0.03      | 0.18**     | 0.28**      | 0.18**     |

\*\*表示通过 $\alpha=0.01$ 显著性水平 $t$ 检验; \*表示通过 $\alpha=0.05$ 显著性水平 $t$ 检验; 表头括号内年份表示各区域的气候倾向率

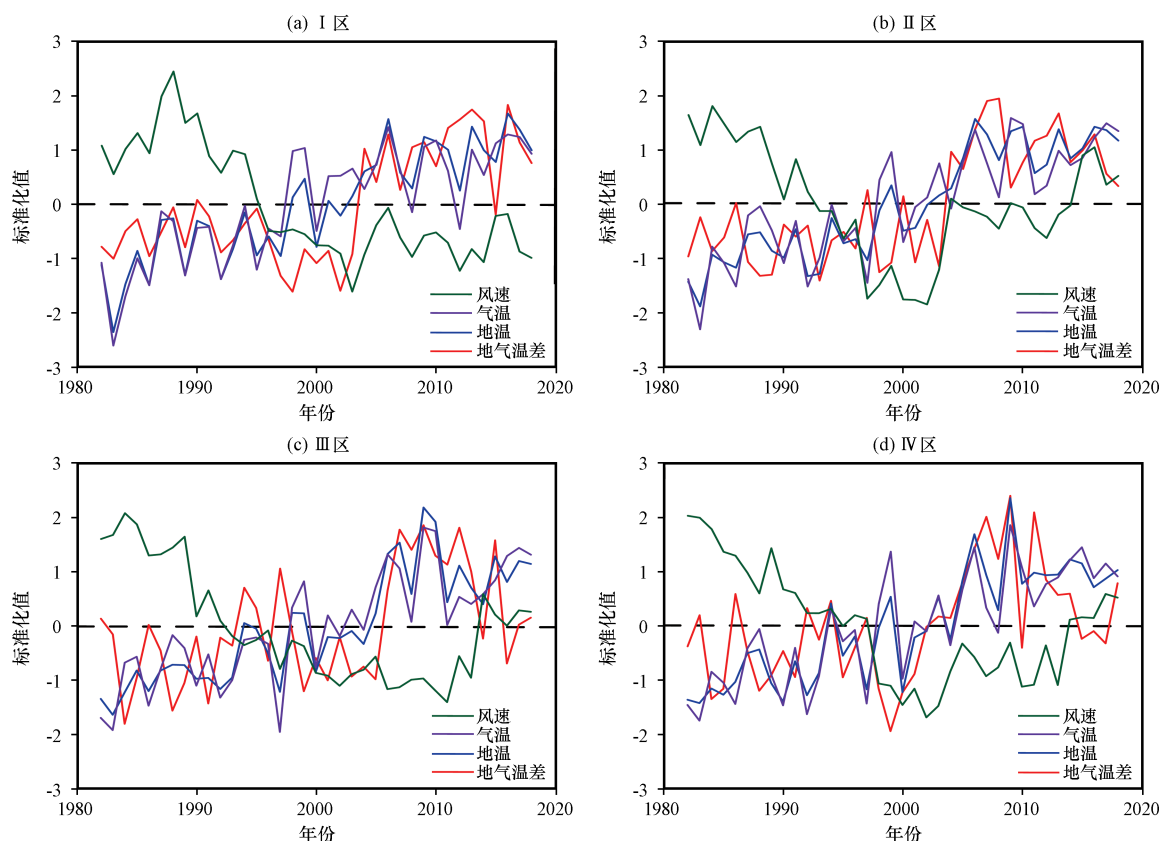


图3 1982—2018年青藏高原4个分区地表温度、气温、地气温差及地面风速年平均标准化序列

Fig. 3 Standardized interannual series of annual-mean surface temperature, air temperature, surface-air temperature difference and surface wind speed of four zones in the Qinghai-Xizang Plateau from 1982 to 2018

期间地气温差为显著的增加趋势,倾斜率分别达到  $0.93\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$  和  $0.82\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ , 通过了  $\alpha=0.01$  的显著性t检验。风速的变化与温度不同,4个区在感热通量转折前均为显著的减弱趋势,特别是III区,气候倾斜率达到  $-0.42\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。这与前人的研究结果相同(You et al, 2014; 姚慧茹等, 2016; 徐丽娇等, 2019),即高原10 m风速在2000年代之前表现为明显的减少趋势。但从2000年开始,风速的减小趋势趋于平缓,并表现为小幅的年际波动增长,这种增长趋势在高原II区、III区和IV区都很明显,气候倾斜率均通过了  $\alpha=0.01$  的显著性t检验。通过以上分析表明,地温、气温、地气温差和风速等感热相关气象要素在高原的不同区域,具有不同的演变特征,高原感热演变趋势的转变在不同区域影响因素也不尽相同,所以对高原感热趋势转折的物理成因需要分区域来认识。

综上可知,高原4个区的年平均地表感热都发生了由显著减弱到显著增强的趋势转变,转折时间为II区最早(1999年),其次是I区和IV区(2000年),III区最晚(2002年)。在高原感热趋势转折之前,4个区的地面风速均表现出显著的减弱趋势,气温和

地温为显著升温趋势,地气温差无明显变化趋势。在高原感热趋势转折之后,高原I区风速无明显变化趋势,之前的减弱趋势出现了停滞,II、III和IV区风速均转变为显著增加趋势;地温的增温速率比之前明显增快,而4个区气温的增温率与之前相比几乎不变或有减弱,导致地气温差出现增加趋势。那么,不同区域影响高原感热趋势转折的主导因素究竟是什么?是否仅与地面气象要素的趋势变化有关?在第5部分将对各区域不同要素对高原感热趋势转折的相对贡献进行定量分析。

#### 4 高原感热趋势转折的空间特征

为了对高原感热趋势转折的空间特征和变化关键区进行一个较详细的了解,这里对高原中东部70个气象站点的感热演变分别进行PLFIM趋势转折检验。从高原70个站年平均感热演变趋势转折时间(图4)可知,高原80%以上的站点年平均感热演变均在2000年前后发生了趋势转折,其中有11个测站没有检测到明显的趋势转折。高原东部地区的站点,感热趋势转折的时间要略早于其他地区,而位于高原南部边缘地区的站点,转折时间则

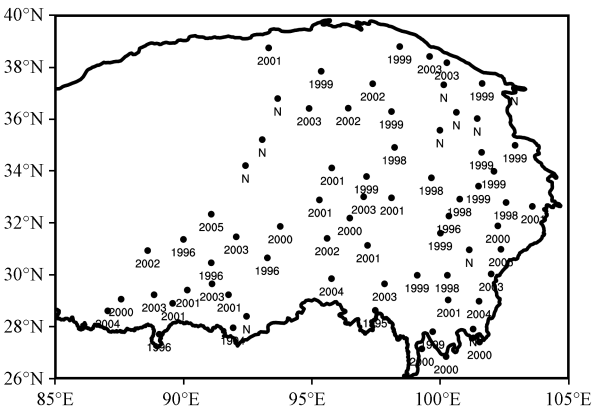


图4 1982—2018年青藏高原70个气象站年平均感热趋势转折点

N表示没有趋势转折, 数字表示趋势转折年份

Fig. 4 Distribution of turn points in annual-mean surface sensible heat flux trend of 70 observation stations in the Qinghai-Xizang Plateau from 1982 to 2018. N means there is no significant trend turning, number means the turning point of the trend

偏晚, 这与前文分区研究的结果一致, 即高原II区感热转折时间最早, III区转折时间最晚。

分别对高原各站感热趋势转折前后的气候倾向率进行分析(图5)发现, 转折前[图5(a)]高原感

热78%的站点表现出显著的减弱趋势, 主要分布在高原的南部, 46%站点感热气候倾向率值小于 $-3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ , 且通过了 $\alpha=0.05$ 显著性 $t$ 检验。转折后[图5(b)], 高原56%站点感热的趋势发生了显著变化, 由之前的显著减弱趋势转变为显著增强趋势, 特别是在高原的II区和III区, 大多数站点感热的增强速率超过了 $3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。由此可知, 高原感热趋势转折的关键区在高原的II区和III区。

5 影响高原感热趋势转折的关键因子的定量分析

从式(1)可知, 地气温差和地面10 m风速是影响感热变化的重要因子。为了研究各因子对高原不同区域感热的影响, 采用多元线性回归模型的方差分析方法进行定量评估, 分别计算高原各站感热趋势转折前后, 地气温差和地面风速变化对其影响的方差贡献率。从高原4个分区地气温差和地面风速对感热变化的方差贡献率超过50%的站数统计(表2)可以看出, 感热趋势转折前, 高原I区感热的变化受高原风速和地气温差的共同影响, 地气温差和风速的方差贡献率超过50%的站点各占一半。

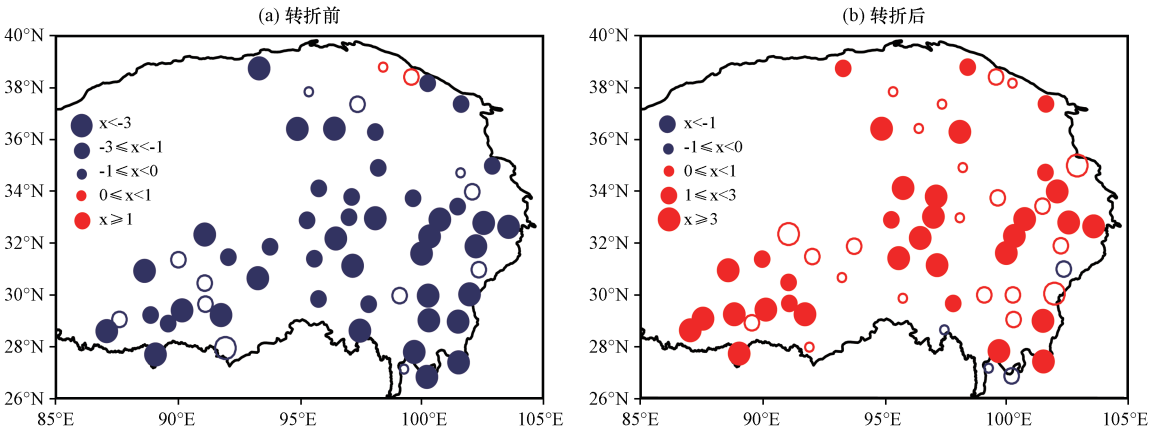


图5 1982—2018年青藏高原各站年平均感热趋势转折前后气候倾向率分布[单位:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ]  
实心通过 $\alpha=0.05$ 显著性水平检验

Fig. 5 Distribution of the climatic tendency rate before and after the transition of annual-mean surface sensible heat flux trend in the Qinghai-Xizang Plateau from 1982 to 2018. Unit:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ . Solid points pass  $\alpha=0.05$  confidence level  $t$  test

表2 高原年平均地气温差和地面风速在感热趋势转折前后对感热变化影响的方差贡献超过50%的站数比例

Table 2 Proportion of stations with surface-air temperature difference and surface wind speed contributing more than 50% to variance of before and after the transition of annual-mean surface sensible heat flux trend in four zones

| 因子   | 转折前站数 |       |       |      | 转折后站数 |       |       |      |
|------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|
|      | I区    | II区   | III区  | IV区  | I区    | II区   | III区  | IV区  |
| 地气温差 | 3/6   | 7/21  | 6/16  | 4/11 | 7/7   | 16/24 | 6/16  | 7/11 |
| 地面风速 | 3/6   | 14/21 | 10/16 | 7/11 | 0/7   | 8/24  | 10/16 | 4/11 |

表中站数比例的分母表示高原各区感热趋势转折前后地气温差和地面风速方差贡献超过50%的总站数

从各要素方差贡献超过 50% 的站点分布[图 6(a)]可以发现,在柴达木盆地四周地气温差对感热的贡献略大,而在柴达木盆地外围风速对感热的贡献略大,这可能主要与地形有关。而在高原的Ⅱ区、Ⅲ区和Ⅳ区,风速对感热变化的影响均较强,各要素方差贡献率超过 50% 的站点,受地面风速影响为主的站点约为地气温差的 2 倍,地面风速的影响占优势。这些站点主要分布在Ⅱ区的南部和Ⅲ区、Ⅳ区的中部[图 6(a)],这与第三节只从要素的气候倾斜率反映出的结果有所不同,这说明要素影响的贡献率和气候倾斜率不同,虽然感热转折前,地气温差的气候倾斜率不如风速的变化显著,但是同样对感热的变化具有较重要贡献。感热趋势转折后,地气温差和风速对高原感热变化的方差贡献率与之前相比,在Ⅲ区没有发生变化,而其他 3 个区受地气温差影响的方差贡献率超过 50% 的站点均出现不同程度的增加,受风速影响的方差贡献率超过 50% 的站点减小了约一半,Ⅰ区感热的变化受地气温差的绝对主导[图 6(b)],其区域内全部站点地气温差对感热变化的方差贡献率均超过了 50%,在Ⅱ区和Ⅳ区地气温差方差贡献超过 50% 的站点个数大约是地面风速的 2 倍,地气温差的影响占优势。

综上可知,高原感热趋势转折前,在Ⅰ区地气温差和地面风速的影响贡献率相当,在Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ区地气温差的影响贡献率约为地面风速一半,所以,高原感热的减弱不仅仅受风速变化的影响,地气温差变化的影响也不容忽视。高原感热趋势转折后,高原Ⅰ区感热的变化以地气温差变化的影响为绝对主导,在Ⅱ区和Ⅳ区地气温差的影响贡献率约为地面风速 2 倍,Ⅲ区没有发生变化。高原北部即 32°N 以北的区域地气温差的变化对感热的变化有重要

贡献。

## 6 高原温度对北半球气温的响应

在过去的百年尺度上全球变暖现象是毋庸置疑的,但自 1998 年之后,全球增暖趋势出现减缓 (Smith et al, 2005),有研究还指出在某些地区甚至出现了“变冷”(Easterling et al, 2009; Kerr, 2009; Medhaug et al, 2017)。青藏高原不仅是天气变化的“启动区”,更是“全球气候变化的驱动机和放大器”(汤懋苍等, 1988; 冯松等, 1998; 潘保田等, 1996; 刘桂芳等, 2010; 宋辞等, 2012)。那么,在高原感热趋势转折前后,高原的地温和气温对北半球变暖的响应速度又有哪些差异呢? 本节利用线性倾向估计方法进行分析,并用高原地温和气温气候倾向率与北半球气温倾向率的比值  $x$  来定量衡量高原地温和气温对北半球温度变化的响应程度,  $x > 1$  表示高原增温快于北半球增温,值越大,高原增温也越快;  $x < 1$  表示高原增温慢于北半球增温,值越小,高原增温越慢。从高原感热趋势转折前后,各站地温和气温与同期北半球气温的气候倾向率比值的分布 (图 7) 可以发现,在高原感热转折前,高原地温和气温均表现出北(南)部增温快(慢)于北半球增温的不均衡变化[图 7(a), (c)]。在高原感热转折后,58% 的高原地温增温速率快于同期北半球增温速率,有些甚至达到北半球增温速率的 2 倍以上,特别是高原的Ⅱ区 [图 7(b)]。与转折前 [图 7(a)] 相比,Ⅰ区地温的增温速率比之前有所减缓,Ⅲ区变化不明显。总体来看,感热转折后,高原主体地温的升温率明显加快,这可能与全球变暖背景下,近年来高原积雪(深度和日数)的减少(王婷等, 2019)有关。高原积雪对地表主要起降温作

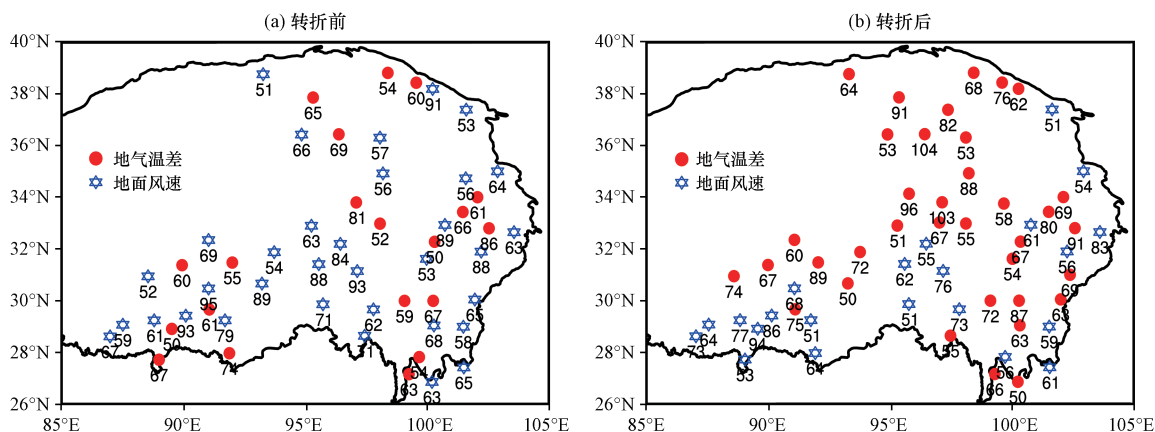


图 6 1982—2018 年青藏高原年平均感热趋势转折前后各站地气温差和地面风速的方差贡献超过 50% 的站点分布 (单位: %)

Fig. 6 Distribution with variance of surface-air temperature difference and surface wind speed contributes over 50% before and after the transition of annual-mean surface sensible heat flux trend over the Qinghai-Xizang Plateau from 1982 to 2018. Unit: %

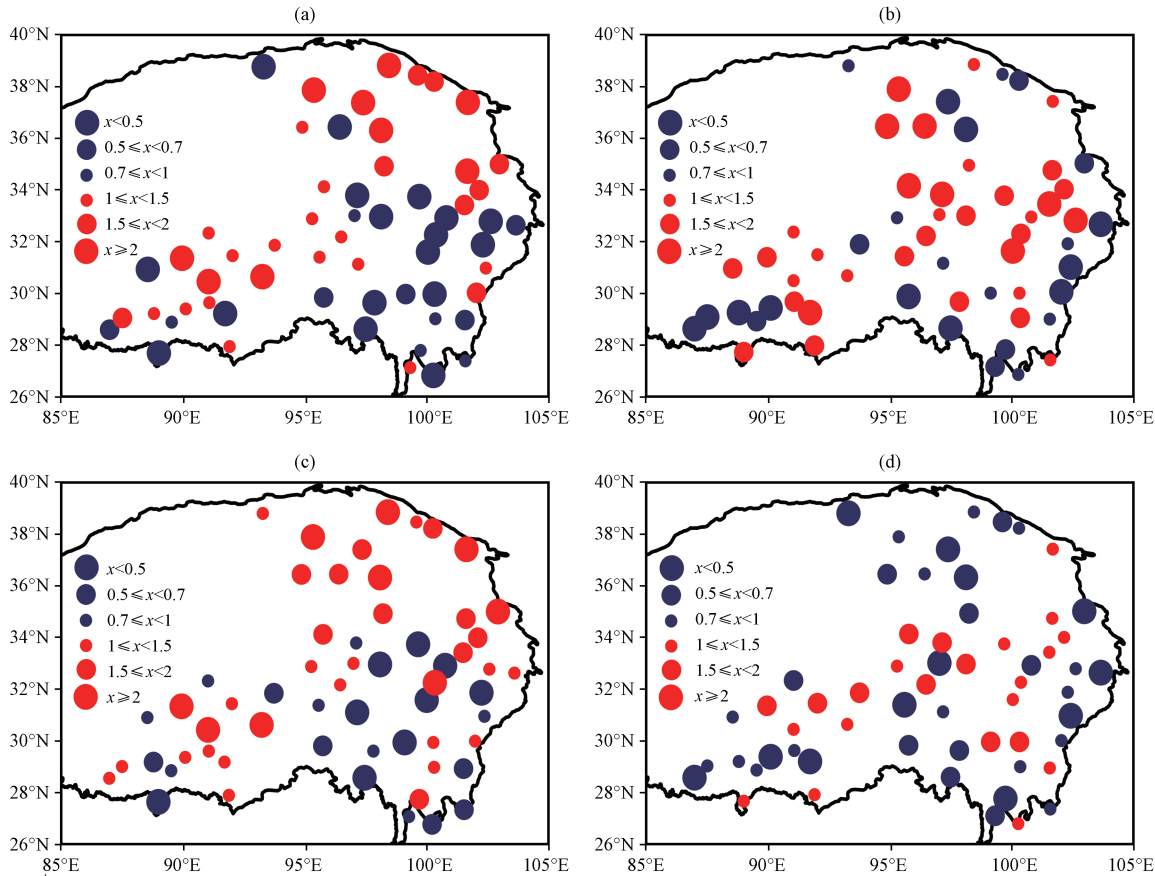


图7 1982—2018年青藏高原年平均感热趋势转折前(a, c)后(b, d)各站地温(a, b)和气温(c, d)与同期北半球气温的气候倾向率比值

Fig. 7 Ration of climatic tendency rate of surface temperature (a, b) and air temperature (c, d) to the northern hemisphere temperature before (a, c) and after (b, d) the transition of annual-mean surface sensible heat flux trend in the Qinghai-Xizang Plateau from 1982 to 2018

用,积雪面积减少使得地气系统得到的能量增加,有研究显示随着冰冻圈的退缩,积雪的降温作用减小了 $0.45\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (Flanner et al, 2011),这或许是近年来高原地温显著增温的重要诱因之一。同时,积雪的减少抑制了土壤向上的热量输送进而不利于季节冻土的发育,研究显示,近10多年来,高原不同站点多年冻土区存在广泛退化、范围萎缩和多年冻土厚度减薄趋势(Guo et al, 2013; Zou et al, 2017; 程国栋等, 2019),高原腹地冻土活动层以 $21.7\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 的速率增加,冻结时长缩短 $9.7\text{ d}\cdot(10\text{a})^{-1}$ (Wu et al, 2010; Li et al, 2012),这也进一步加速了高原地温的升高。而高原气温在感热转折后,61%的站点增温速率慢于北半球的增温速率,特别是在I区,很多站点气温增温率不到北半球增温率的一半[图7(d)]。与转折前[图7(c)]相比,高原北部I区气温的增温率变化最大,由之前的高速增温转变为之后的缓慢增温,所以2000年之后高原北部气温表现出明显的增温趋缓特征。高原

气温的变化可能主要与大气环流背景场有关,下文将对这一问题进行详细阐述。

综上所述,高原感热转折前后,高原地温和气温对同期北半球气温的响应速度出现明显的变化,从而导致了地气温差的改变。分区来看,高原感热转折后,高原I区地气温差的变化主要受气温的增温减缓影响;II区则主要由地温的增温加快所导致;而III区和IV区地温和气温变化不明显,主要以增温趋缓为主要特征。这与前文第3节的研究结果相一致。

## 7 大气环流背景场对高原感热趋势转折的可能影响

由以上的研究可知,高原感热的趋势转折与高原温度和地面风速的转变密切相关。而高原温度和风速的变化是否与感热转折前后的大气环流背景场有关?为了探明这一问题,本节对2000年前后的大气环流背景场进行了对比研究。由1982—

2000年和2000—2018年200 hPa纬向风距平场分布(图8)可知,2000年以前[图8(a)],纬向风正距平中心主要分布在欧洲中部、阿拉伯半岛、高原东北部及中国南方等地区,表明了在这些地区纬向西风异常偏强;纬向风负距平中心主要位于地中海至黑海、高原西南部和蒙古地区,表明了在这些地区纬向西风异常偏弱。由此可以发现,北半球中纬度(25°N—40°N)西风急流偏弱且急流轴位置偏南,这可能对2000年之前高原风速的减弱有重要贡献。众多的研究也指出,全球变暖的空间非均匀性导致的东亚副热带西风急流的减弱是高原风速减弱的主要原因(Duan et al, 2009, 2011)。图8(b)显示,2000年以后200 hPa纬向风距平场的空间分布与2000年之前[图8(a)]的情况几乎相反,在地中海至黑海、高原西南部和蒙古地区纬向西风异常偏强,而阿拉伯半岛、高原东北部的纬向西风异常偏弱,北半球中纬度(25°N—40°N)西风急流偏强且急流轴位置偏北,高原西南部西风急流的异常加强可能是2000年之后高原III区和IV区风速显著增强的主要原因。张志斌等(2014)研究也指出,纬向风的加强使2000年以来西南地区风速增强有重要贡献。也有研究指出,在全球变暖背

景下高原与其周边地区气温变化趋势的不均衡,是高原风速减小的主要原因(You et al, 2014; 姚慧茹等, 2016),而1998年后随着全球变暖趋势的趋缓,东亚中高纬地区与热带和副热带地区的变暖非均匀性得到缓解,从而使得高原风速减小趋缓(Zhu et al, 2017)。接下来将对500 hPa温度场进行分析。从1982—2000年和2000—2018年500 hPa温度距平场的分布(图9)可以发现,2000年之前,地中海以北、中亚和蒙古及以北地区上空的温度为正距平,高原东南部一直到印度洋和西太平洋上空温度均为负距平。这也是2000年之前高原北(南)部增温率快(慢)于北半球变暖的主要原因[见图7(a), (c)]。高原北(南)侧的温度异常偏高(低),减小了经向温度梯度和气压梯度,从而使得这一时期风速持续减小。2000年之后[图9(b)]的情形几乎和之前的相反,在北非至南海地区上空的温度为正距平,而中亚至高原大部分区域和蒙古及其以北均为温度的负距平。使得这一时期高原温度的增温率慢于北半球[见图7(d)],并且高原南北两侧经向温度梯度和气压梯度增大,导致了这一时期风速的增加。

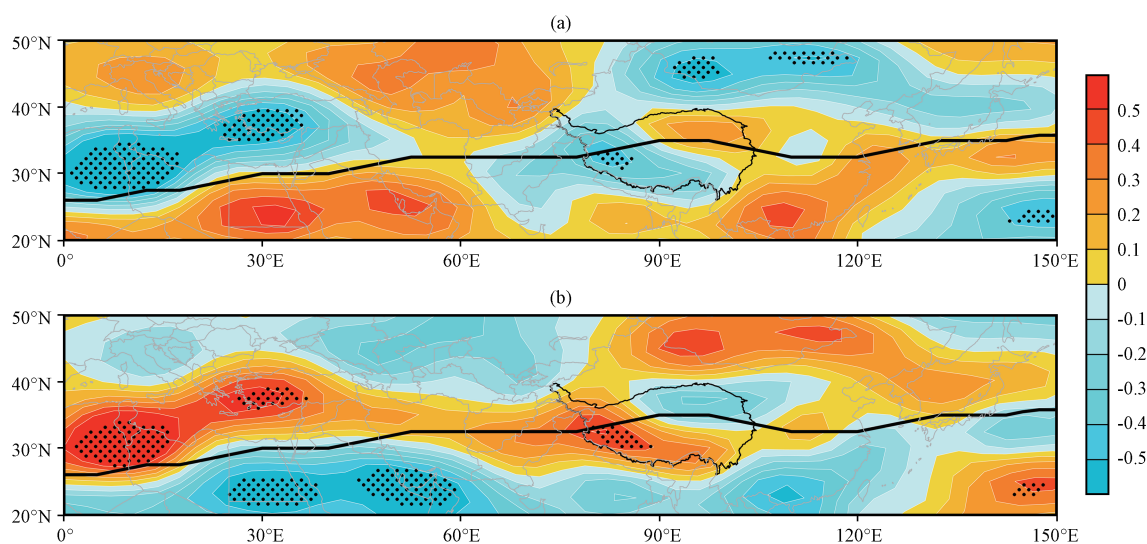


图8 1982—2000年(a)与2000—2018年(b)200 hPa纬向风距平场分布(单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

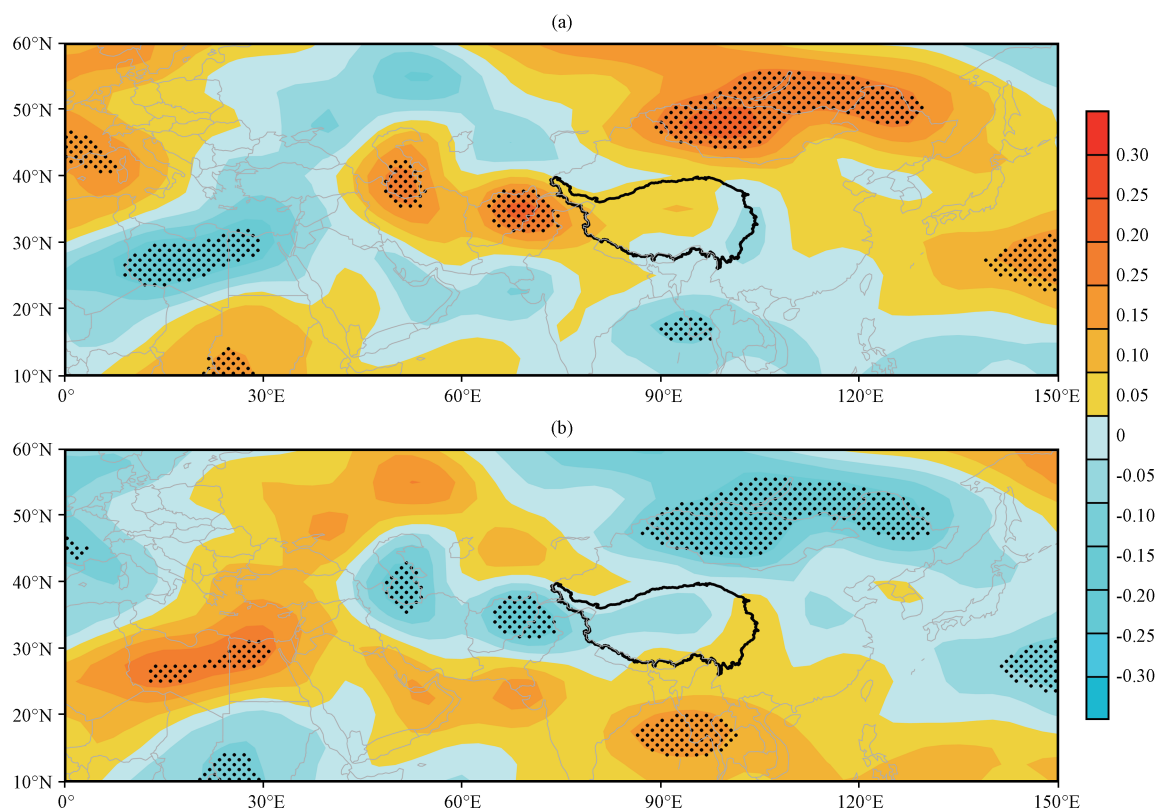
黑色粗实线为1982—2018年西风急流轴平均位置,打点区通过 $\alpha=0.1$ 的显著性水平 $t$ 检验

Fig. 8 Distribution of zonal wind anomaly at 200 hPa between 1982—2000 (a) and 2000—2018 (b). Unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Black thick line is average westerly jet axis position and dotting area passes  $\alpha=0.1$  confidence level  $t$  test

综上所述,2000年之前,北半球中纬度(25°N—40°N)西风急流偏弱且急流轴位置偏南,同时高原北(南)部到高(低)纬度地区温度均异常偏高(低),经向温度梯度和气压梯度减小,从而使得这一时期高原风速持续减小。2000年之后,北半球中纬度

(25°N—40°N)西风急流偏强且急流轴位置偏北,同时高原北(南)部到高(低)纬度地区温度均异常偏低(高),经向温度梯度和气压梯度增强,使得高原风速的减小趋势在这一时期得到缓解,并逐渐变为增加趋势,从而造成了高原感热的增强。

图9 1982—2000年(a)与2000—2018年(b)500 hPa温度场距平分布(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )打点区通过 $\alpha=0.1$ 的显著性水平 $t$ 检验Fig. 9 Distribution of temperature anomaly at 500 hPa between 1982—2000 (a) and 2000—2018 (b). Unit:  $^{\circ}\text{C}$ .Dotting area passes  $\alpha=0.1$  confidence level  $t$  test

## 8 结论与讨论

利用气候变化趋势转折判别模型(PLFIM)分析了高原70个站和4个分区的感热趋势转折特征,确定了高原感热趋势转折的关键区,并利用多元线性回归问题的方差分析方法定量研究了地气温差和地面风速对感热变化的相对贡献,最后从大气环流背景场讨论了高原感热趋势转折的可能原因。主要得到以下结论:

(1) 高原年平均感热场可划分为4个气候区:I区为高原北部区;II区为高原东部区;III区为高原西南区;IV区为高原东南区。4个区的年平均地表感热均发生了由显著减弱到显著增强的趋势转变,转折时间为II区最早(1999年),其次是I区和IV区(2000年),III区最晚(2002年)。高原感热趋势转折的关键区在II区和III区,转折前后感热的减弱和增加趋势可达 $3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。

(2) 在高原感热趋势转折之前,4个区的风速均表现出显著的减弱趋势,地气温差无明显变化趋势。转折之后,高原I区地面风速较之前的显著减弱趋势出现了停滞,II、III和IV区风速均转变为显著增加趋势;高原地表温度的增温速率快于气温的增温

率,导致了地气温差的加大和地表感热的增强。

(3) 高原感热趋势转折前,I区地气温差和地面风速的影响贡献率相当,II、III和IV区地气温差的影响贡献率约为地面风速的一半。转折后,高原I区感热的变化以地气温差影响为主导,地气温差的增加主要是气温增温减缓所致,II区和IV区地气温差的影响贡献率约为地面风速的2倍,其中II区地气温差的增加主要是由于地温增温加快,III区与转折前相同。高原北部即 $32^{\circ}\text{N}$ 以北的区域地气温差的变化对感热的变化有重要贡献。

(4) 北半球中纬度( $25^{\circ}\text{N}$ — $40^{\circ}\text{N}$ )西风急流强度和位置的变化对高原风速的变化有重要影响,从而影响了高原感热演变趋势的改变。2000年之前,北半球中纬度西风急流偏弱且急流轴位置偏南,同时高原北(南)部到高(低)纬度地区温度均异常偏高(低),经向温度梯度和气压梯度减小,从而使得这一时期高原风速持续减小。2000年之后,北半球中纬度西风急流偏强且急流轴位置偏北,同时高原北(南)部到高(低)纬度地区温度均异常偏低(高),经向温度梯度和气压梯度增强,使得高原风速的减小趋势在这一时期得到缓解,并逐渐变为增加趋势。

本文基于 Wang et al(2019) $C_h$ -NDVI 参数化关系式结合台站资料计算了高原中东部 70 个站点的地表感热通量, 考虑了地表植被变化对高原地表热力输送系数  $C_h$  值和感热通量的影响。利用 REOF 对高原年平均感热进行气候分区, 突出了高原感热趋势变化的空间分布特征分析。地面 10 m 风速  $V_s$  和地气温差 ( $T_s - T_a$ ) 是影响地表感热变化的关键气象要素, 近年来两者均出现了新的变化, 本文从大气环流背景场的变化对高原风速变化的原因进行了初步的分析。但是高原感热趋势转折后, 地气温差的加大是高原地表温度和气温增温率不均衡的直接体现, 地表温度的增温加快是高原感热增强的主要原因, 这必然与高原的地表下垫面状况变化息息相关。影响高原地表温度变化的下垫面因素有很多, 如高原积雪、冻土、地表植被和土壤温、湿度的改变等, 这也是一个较复杂的问题, 值得进一步地深入探究。

#### 参考文献:

- Chen L X, Reiter E R, Feng Z Q, 1985. The atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: May-August 1979[J]. *Monthly Weather Review*, 113 (10): 1771-1790. DOI: 10.1175/1520-0493(1985)1132.0.CO;2.
- Duan A M, Li F, Wang M R, et al, 2011. Persistent weakening trend in the spring sensible heat source over the Tibetan Plateau and its impact on the Asian summer monsoon[J]. *Journal of Climate*, 24 (21): 5671-5682. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00052.1.
- 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]. *Journal of Climate*, 21 (13): 3149-3164. DOI: 10.1175/2007JCLI1912.1.
- Duan A M, Wu G X, 2009. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part II: Connection with climate warming[J]. *Journal of Climate*, 22 (15): 4197-4212. DOI: 10.1175/2009JCLI2699.1.
- Duan A M, Wu G X, Liu Y M, et al, 2012. Weather and climate effects of the Tibetan Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 29(5): 978-992. DOI: 10.1007/s00376-012-1220-y.
- Duan A M, Wu G X, 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia[J]. *Climate Dynamics*, 24: 793-807. DOI: 10.1007/s00382-004-0488-8.
- Easterling D R, Wehner M F, 2009. Is the climate warming or cooling[J]. *Geophysical Research Letters*, 36: L08706. DOI: 10.1029/2009GL037810.
- Flanner M G, Shell K M, Barlage M, et al, 2011. Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008 [J]. *Nature Geoscience*, 4 (3): 151-155. DOI: 10.1038/NGEO1062.
- Guo D L, Wang H J, 2013. Simulation of permafrost and seasonally frozen ground conditions on the Tibetan Plateau, 1981-2010 [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118 (11): 5216-5230. DOI: 10.1002/jgrd.50457.
- Kerr R A, 2009. What happen to global warming? Scientists say just wait a bit [J]. *Science*, 326 (5949): 28-29. DOI: 10.1126/science.326\_28a.
- Li R, Zhao L, Ding Y J, et al, 2012. Temporal and spatial variations of the active layer along the Qinghai-Tibet highway in a permafrost region[J]. *Chinese Science Bulletin*, 57(35): 4609-4616. DOI: 10.1007/s11434-012-5323-8.
- Liu Y M, Wu G X, Hong J L, et al, 2012. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: II change[J]. *Climate Dynamics*, 39 (5): 1183-1195. DOI: 10.1007/s00382-012-1335-y.
- Ma W Q, Ma Y M, 2016. Modeling the influence of land surface flux on the regional climate of the Tibetan Plateau[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 125 (1): 45-52. DOI: 10.1007/s00704-015-1495-x.
- Medhaug I, Stolpe M B, Fischer E M, et al, 2017. Reconciling controversies about the 'global warming hiatus' [J]. *Nature*, 545 (7652): 41-47. DOI: 10.1038/nature22315.
- Smith T M, Peterson T C, Lawrimore J H, et al, 2005. New surface temperature analyses for climate monitoring[J]. *Geophysical Research Letters*, 32: L14712. DOI: 10.1029/2005GL023402.
- Tomé A R, Miranda P M A, 2004. Piecewise linear fitting and trend changing points of climate parameters [J]. *Geophysical Research Letters*, 31: L02207. DOI: 10.1029/2003GL019100.
- Wang H, Hu Z Y, Li D L, et al, 2019. Estimation of the surface heat transfer coefficient over the east-central Tibetan Plateau using satellite remote sensing and field observation data [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 138: 169-183. DOI: 10.1007/s00704-019-02815-x.
- Wang H, Li D L, 2018. Decadal Variability in Summer Precipitation over Eastern China and its Response to Sensible Heat over the Tibetan Plateau since the Early 2000s [J]. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.5903.
- 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]. *Monthly Weather Review*, 126 (4): 913-927. DOI: 10.1175/1520-0493(1998)126<0913:TPFATT>2.0.CO;2.
- Wu Q B, Zhang T J, Liu Y Z, 2010. Permafrost temperatures and thickness on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Global and Planetary Change*, 72: 32-38. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2010.03.001.
- Yanai M, Li C F, Song Z S, 1992. Seasonal heating of the Plateau and its effects on the evolution of the Asia monsoon [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70 (1): 319-351. DOI: 10.2151/jmsj1965.70.1B\_319.
- Yang K, Guo X F, Wu B Y, 2011. Recent trends in surface sensible heat flux on the Tibetan Plateau [J]. *Science China Earth Sciences*, 54(1): 19-28. DOI: 10.1007/s11430-010-4036-6.
- Yang K, Wu H, Qin J, et al, 2014. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A re-

- view[J]. *Global and Planetary Change*, 112: 79–91. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2013.12.001.
- Yeh T C, 1982. Some aspects of the thermal influences of the Qinghai-Tibetan Plateau on the atmospheric circulation[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 31(3): 205–220. DOI: 10.1007/BF02258032.
- Ye D Z, Wu G X, 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67: 181–198. DOI: 10.1007/bf01277509.
- You Q L, Fraedrich K, Min J Z, et al, 2014. Observed surface wind speed in the Tibetan Plateau since 1980 and its physical causes[J]. *International Journal of Climatology*, 34(6): 1873–1882. DOI: 10.1002/joc.3807.
- Zhang H X, Li W P, Li W J, 2019. Influence of Late Springtime Surface Sensible Heat Flux Anomalies over the Tibetan and Iranian Plateaus on the Location of the South Asian High in Early Summer[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 36(1): 93–103. DOI: 10.1007/s00376-018-7296-2.
- Zhao P, Chen L X, 2001. Climatic features of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 44(9): 858–864. DOI: 10.1007/BF02907098.
- Zhu L H, Huang G, Fan G Z, et al, 2017. Evolution of surface sensible heat over the Tibetan Plateau under the recent global warming hiatus[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34(10): 1249–1262. DOI: 10.1007/s00376-017-6298-9.
- Zou D F, Zhao L, Sheng Y, et al, 2017. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau[J]. *The Cryosphere*, 11: 2527–2542. DOI: 10.5194/tc-11-2527-2017.
- 蔡英, 李栋梁, 汤懋苍, 等, 2003. 青藏高原近 50 年来气温的年代际变化[J]. *高原气象*, 22(5): 464–470.
- 曹雯, 段春锋, 申双和, 2015. 1971–2010 年中国大陆潜在蒸散变化的年代际转折及其成因[J]. *生态学报*, 35(15): 5085–5094.
- 程国栋, 赵林, 李韧, 等, 2019. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响[J]. *科学通报*, 27: 2783–2795.
- 戴逸飞, 李栋梁, 王慧, 2017. 青藏高原感热指数的建立及与华南降水的联系[J]. *应用气象学报*, 28(2): 157–167. DOI: 10.11898/1001-7313.20170203.
- 戴逸飞, 王慧, 李栋梁, 2016. 卫星遥感结合气象资料计算的青藏高原地面感热特征分析[J]. *大气科学*, 40(5): 1009–1021. DOI: 10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15225.
- 段安民, 刘屹岷, 吴国雄, 2003. 4–6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常[J]. *中国科学(地球科学)*, 33(10): 997–1004.
- 冯松, 汤懋苍, 王冬梅, 1998. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据[J]. *科学通报*, 43(6): 633–636.
- 冯松, 姚檀栋, 江灏, 等, 2001. 青藏高原近 600 年的温度变化[J]. *高原气象*, 20(1): 105–108.
- 黄嘉佑, 2004. *气象统计分析与预报方法*[M]. 北京: 气象出版社, 36–44.
- 焦洋, 游庆龙, 林厚博, 等, 2016. 1979–2012 年青藏高原地区地面气温时空分布特征[J]. *干旱区研究*, 33(2): 283–291. DOI: 10.13866/j.azr.2016.02.09.
- 解晋, 余晔, 刘川, 等, 2018. 青藏高原地表感热通量变化特征及其对气候变化的响应[J]. *高原气象*, 37(1): 28–42. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2017.00019.
- 李栋梁, 季国良, 吕兰芝, 2001. 青藏高原地面加热场强度对北半球大气环流和中国天气气候异常的影响研究[J]. *中国科学(地球科学)*, 31(增刊): 312–319.
- 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.
- 李林, 朱西德, 秦宁生, 等, 2003. 青藏高原气温变化及其异常类型的研究[J]. *高原气象*, 22(5): 524–530.
- 李潇, 李栋梁, 王颖, 2015. 中国西北东部汛期降水对青藏高原东部春季感热在准 3a 周期上的响应[J]. *气象学报*, (4): 737–748.
- 刘桂芳, 卢鹤立, 2010. 1961–2005 年以来青藏高原主要气候因子的基本特征[J]. *地理研究*, 29(12): 2281–2288.
- 刘珂, 姜大膀, 2014. 中国夏季和冬季极端干旱年代际变化及成因分析[J]. *大气科学*, 38(2): 309–321.
- 刘森峰, 段安民, 2017. 基于青藏高原春季感热异常信号的中国东部夏季降水的统计预测模型[J]. *气象学报*, 75(6): 903–916.
- 潘保田, 李吉均, 1996. 青藏高原: 全球气候变化的驱动力与放大器(III): 青藏高原隆起对气候变化的影响[J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 32(1): 108–115.
- 施晓晖, 徐祥德, 2006. 中国大陆冬夏季气候型年代际转折的区域结构特征[J]. *科学通报*, 51(17): 2075–2084.
- 施晓晖, 徐祥德, 2008. 1985–2002 年全球陆地气温和降水的年代际趋势转折特征[J]. *自然科学进展*, 18(9): 1016–1026.
- 宋辞, 裴韬, 周成虎, 2012. 1960 年以来青藏高原气温变化研究进展[J]. *地理科学进展*, 31(11): 1503–1509.
- 汤懋苍, 李存强, 张建, 1988. 青藏高原及其四周的近代气候变化[J]. *高原气象*, 7(1): 39–49.
- 王美蓉, 周顺武, 段安民, 2012. 近 30 年青藏高原中东部大气热源变化趋势: 观测与再分析资料对比[J]. *科学通报*, 57(Z1): 178–188.
- 王婷, 李照国, 吕世华, 等, 2019. 青藏高原积雪对陆面过程热量输送的影响研究[J]. *高原气象*, 38(5): 920–934. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00026.
- 王同美, 吴国雄, 宇婧婧, 2009. 春季青藏高原加热异常对亚洲热带环流和季风爆发的影响[J]. *热带气象学报*, 25(B12): 92–102. DOI: 10.3969/j.issn.1004-4965.2009.Z1.011.
- 魏凤英, 2007. *现代气候统计诊断与预测技术*[M]. 2 版. 北京: 气象出版社, 36–124.
- 吴国雄, 李伟平, 郭华, 等, 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风[M]//叶笃正. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 116–126.
- 吴国雄, 刘屹岷, 何编, 等, 2018. 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制[J]. *大气科学*, 42(3): 488–504.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等, 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局[J]. *大气科学*, 29(1): 47–56.
- 徐丽娇, 胡泽勇, 赵亚楠, 等, 2019. 1961–2010 年青藏高原气候变化特征分析[J]. *高原气象*, 38(5): 911–919. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00137.
- 徐祥德, 赵天良, 施晓晖, 等, 2015. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用[J]. *气象学报*, 73(1): 20–35.

严晓强, 胡泽勇, 孙根厚, 等, 2019. 那曲高寒草地长时间地面热源特征及其气候影响因子分析[J]. 高原气象, 38(2): 253–263. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00091.

姚慧茹, 李栋梁, 2016. 1971–2012年青藏高原春季风速的年际变化及对气候变暖的响应[J]. 气象学报, 74(1): 60–75.

于涵, 张杰, 刘诗梦, 2019. 青藏高原地表非绝热加热模态及其与中国北方环流异常的联系[J]. 高原气象, 38(2): 237–252. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00079.

于威, 刘屹岷, 杨修群, 等, 2018. 青藏高原不同海拔地表感热的年

际和年代际变化特征及其成因分析[J]. 高原气象, 37(5): 1161–1176. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00027.

张超, 田荣湘, 茆慧玲, 等, 2018. 青藏高原中东部地区地表感热通量的时空变化特征[J]. 气候变化研究进展, 14(2): 127–136.

张长灿, 李栋梁, 王慧, 等, 2017. 青藏高原春季地表感热特征及其对中国东部夏季雨型的影响[J]. 高原气象, 36(1): 13–23. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2016.00028.

周秀骥, 赵平, 陈军明, 等, 2009. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究[J]. 中国科学(地球科学), 39(11): 1473–1486.

## Characteristics and Causes of Surface Sensible Heat Trend Transition in Central and Eastern Qinghai-Xizang Plateau

ZHANG Lu<sup>1</sup>, WANG Hui<sup>1</sup>, SHI Xingdong<sup>2</sup>, LI Dongliang<sup>1</sup>

(1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, Jiangsu, China;

2. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China)

**Abstract:** In this paper, the Piecewise Linear Fitting Model (PLFIM) of climate change was used to analyze the characteristics of the trend transition of the surface sensible heat flux at 70 stations on the Qinghai-Xizang Plateau (hereinafter referred to as plateau) from 1982 to 2018 and the possible causes of the trend change were analyzed from the following aspects: the response rate of the plateau temperature to the warming of the northern hemisphere and the background of atmospheric circulation. Results show that: (1) there is a trend transition from weakening to strengthening in the annual mean surface sensible heat flux on all four climatic zones of the plateau around 2000; the earliest turning point is in 1999 occurred on the II zone (the eastern part of plateau), followed by the I (the northern part of plateau) and IV zones (the southeastern part of plateau) are in 2000, the latest turning point is in 2002 occurred on the III zone (the southwest part of plateau); the II and III zones are the key areas with the trend transition of surface sensible heat flux, and the change of the surface sensible heat flux on the II zone is mainly caused by the increased of surface-air temperature difference which due to the rapid increase of the ground temperature, while on the III zone, the change of the surface sensible heat is mainly affected by the ground wind speed, and the increase of surface wind speed after 2000 plays an important role in the trend transition of the surface sensible heat flux; (2) in pre-2000 epoch (1982-2000), the mid-latitude westerly jet is weaker and the jet axis is southward in the northern hemisphere; meanwhile, the temperatures in the north (south) part of the plateau to the high (low) latitude are abnormally higher (lower), and the meridional temperature gradient and pressure gradient are decreased, these cause the plateau wind speed to decrease continuously during this period, however, the background of the atmospheric circulation is reversed in post-2000 epoch (2000-2018), which alleviates the decreasing trend of the plateau wind speed and causes it to gradually turn into an increasing trend, thus induces the trend transition of the plateau surface sensible heat in this period.

**Key words:** Qinghai-Xizang Plateau; surface sensible heat flux; surface wind speed; trend turning; surface-air temperature difference