

青藏高原中东部地表感热趋势转折特征的季节差异

王慧 张璐 石兴东 李栋梁

Seasonal Differences in the Trend Transition Characteristics of the Surface Sensible Heat on the Central and Eastern Tibetan Plateau

WANG Hui ZHANG Lu SHI Xingdong LI Dongliang

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2105.21026>

王慧, 张璐, 石兴东, 等. 2021. 青藏高原中东部地表感热趋势转折特征的季节差异[J]. 大气科学, 45(x): xxx-xxx. WANG Hui, ZHANG Lu, SHI Xingdong, et al. 2021. Seasonal Differences in the Trend Transition Characteristics of the Surface Sensible Heat on the Central and Eastern Tibetan Plateau[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(x): xxx-xxx. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2105.21026

青藏高原中东部地表感热趋势转折特征的季节差异¹

王慧¹ 张璐^{1,2} 石兴东^{1,3} 李栋梁¹

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. 青海省气候中心, 青海 西宁 810000

3. 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000

摘要 本文利用气候变化趋势转折判别模型(PLFIM), 分析了1982-2018年青藏高原中东部70个气象站点地表感热趋势演变特征的季节差异, 并利用线性倾向估计和方差分析方法定量评估了影响不同季节地表感热变化的关键气象要素。结果显示: (1) 高原中东部四季平均地表感热通量均存在显著趋势转折特征, 整体来看, 秋、冬季转折时间较早(1999年), 春、夏季稍晚(2000年); 分区来看, 高原II区(东部)的转折时间最早, 然后向IV区(东南部)和I区(北部)扩展, 高原III区(西南部)转折时间最晚。在地表感热趋势转折之前, 以夏季的感热减弱最突出, 其次为春季和秋季, 冬季最弱; 在地表感热趋势转折之后, 冬季的地表感热的增强最强, 其他季节增强趋势相当。冬季和春季高原地表感热趋势转折的关键区分别在高原的东部和南部, 夏、秋季的关键区主要为高原的II区(东部)和III区(西南部)。(2) 在地表感热趋势转折之前, 地面风速的减小对高原四季地表感热的减弱趋势均有重要贡献; 但地表感热趋势转折之后, 影响其趋势变化的关键气象要素在四季存在显著差异, 夏季仍以地面风速的变化为主导, 秋、冬季受地气温差和地面风速变化的共同影响, 而春季地气温差的增大成为其趋势增强的主因。同时, 在地表感热的年际变化中, 地气温差的影响比地面风速更加突出, 特别是在秋、冬季, 转折前后地气温差始终是决定其年际变化的主导因子, 春季高原东部也主要受地气温差变化所影响, 夏季在地表感热趋势转折之前, 受地气温差和地面风速的共同影响, 而转折后, 地气温差对其的影响更加突出。

关键词: 青藏高原 地表感热通量 趋势转折 地气温差 地面风速 年代际变化

文章编号 1006-9895(2021)XX-XXXX-XX 中图分类号 P461 文献标志码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2105.21026

Seasonal Differences in the Trend Transition Characteristics of the Surface Sensible Heat on the Central and Eastern Tibetan Plateau

收稿日期 2021-5-20; 网络预出版日期

作者简介 王慧, 女, 1982年出生, 博士, 副教授, 主要从事气候动力学和陆气相互作用研究。E-mail: wanghui123@nuist.edu.cn

基金项目 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 U20A2098

Funded by the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) program (Grant 2019QZKK0103); National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grant U20A2098)

WANG Hui¹, ZHANG Lu^{1, 2}, SHI Xingdong^{1, 3}, LI Dongliang¹

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

2. Climate center of Qinghai Province, Xining Qinghai 810000, China

3. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou Gansu 730000, China

Abstract: In this paper, the Piecewise Linear Fitting Model (PLFIM) was used to analyze the seasonal differences of the Surface Sensible Heat (SSH) trend evolution characteristics at 70 meteorological stations on the Central and Eastern Tibetan Plateau (CETP) during 1982-2018, and the key meteorological factors influencing the changes of the SSH in different seasons were quantitatively evaluated using the linear tendency estimation and the analysis of variance method. Results show that: (1) the seasonal average SSH fluxes in the CETP have a trend transition feature in all four seasons, as a whole, the trend transition time of autumn and winter is earlier (1999), and spring and summer is later (2000); in terms of region, the turning time is earliest in Zone II (Eastern part of TP), and then expands to Zone IV (Southeastern part of TP) and Zone I (Northern part of TP), and the turning time is latest in Zone III (Southwestern part of TP). Before the trend transition time, the weakening of the SSH is most prominent in summer, followed by spring and autumn, and weakest in winter; after the trend transition time, the enhancement of the SSH is strongest in winter, and the enhancement trend is similar in other seasons. In winter and spring, the key areas for the trend transition of the SSH are in the eastern and southern of TP, respectively, while in summer and autumn, the key areas are mainly in Zone II and III. (2) Before the trend transition time, the decrease of the surface wind speed has an important contribution to the decreasing trend of the SSH in four seasons; however, after the trend transition time, the key meteorological factors affecting the trend change of the SSH have significant differences in the four seasons, that is to say, the change of surface wind speed is still dominant in summer, in winter and autumn are affected by both the variations of ground-air temperature difference and surface wind speed, while the increase of ground-air temperature difference in spring is the main reason for the trend strengthening of the SSH. At the same time, in the interannual variability of the SSH, the effect of the ground-air temperature difference is more prominent than the surface wind speed, especially in autumn and winter, the ground-air temperature difference is always the dominant factor affecting its interannual variation, the eastern part of TP is also mainly affected by the ground-air temperature difference in spring; before the trend transition time, the interannual variability of the summer SSH is affected by both the variations of ground-air temperature difference and surface wind speed, and after the trend transition time, the influence of the ground-air temperature difference on it is more prominent.

Key words Tibetan Plateau, surface sensible heat flux, trend transition, ground-air temperature difference, surface wind speed, interdecadal variation

1 引言

青藏高原（以下简称高原）位于北纬26°N-39°N，东经73°E-104°E，覆盖面积约占中国领土的四分之一，平均海拔在四千米以上，是地球上海拔最高的高原，被称为“世界屋脊”和“地球第三极”（马耀明等, 2014）。地表感热是高原热源的重要组成部分。所以，高原的感热加热可直接作用于对流层中层大气，显著影响和调制着高原及其周边地区的大气环流和亚洲季风进程（吴国雄等, 2005; 赵勇和钱永甫, 2007; 周秀骥等, 2009; Duan et al., 2011, 2012; Zuo et al, 2011; 徐祥德等, 2015; Ma and Ma, 2016; Zhang et al., 2019）。研究表明，高原冬、春季地表感热

是东亚季风和中国区域降水的有效预测因子 (Duan and Wu, 2005; 李潇等, 2015; 刘森峰和段安民, 2017; 张长灿等, 2017; 戴逸飞等, 2017; Wang and Li, 2019; 王欢和李栋梁, 2020)。因此, 深入了解高原不同季节地表感热及其相关气象要素演变特征, 对认识高原区域气候变化及提高我国短期气候预测水平具有重要科学意义。

早期, 李栋梁等 (2003) 利用高原气象站地面观测资料计算了高原地表感热通量并对其时空演变特征进行了诊断分析。随后, 众多学者对高原感热特征展开研究 (Duan and Wu, 2008; Yang et al., 2011, 2014; Liu et al., 2012; 王美蓉等, 2012), 结果均显示, 1980s中期以后高原地表感热呈现显著逐年减弱趋势。然而, 目前越来越多的地面气象站和野外观测证据显示, 高原地表感热的减弱趋势并没有一直延续, 而是在2000年左右发生了显著的趋势转折, 不仅不再减弱, 反而转变为显著增强趋势 (戴逸飞等, 2016; Zhu et al., 2017; 张超等, 2018; 解晋等, 2018; 于威等, 2018; Wang and Li, 2019; Wang et al., 2019; 严晓强等, 2019; 王欢和李栋梁, 2020; 张璐等, 2020)。该趋势转折对高原及东亚气候有重要影响。然而, 高原地表感热演变趋势的改变在空间上是否一致? 关键区在哪里? 是否存在季节差异? 尚不清楚。如何定量评估不同季节影响高原地表感热变化的关键要素? 是深刻认识高原地表感热变化原因的关键。

张璐等 (2020) 对1982-2018年高原中东部年平均地表感热趋势转折特征及其成因进行了初步分析, 发现高原不同区域年平均地表感热演变趋势的转折时间并不一致, 且在不同分区影响地表感热趋势转折的关键气象要素也不尽相同。本文在此基础上, 将重点对高原中东部四季地表感热演变趋势特征进行分析, 定量评估不同季节影响高原地表感热变化的关键气象要素, 旨在通过对高原不同季节地表感热趋势转变空间特征和影响要素的对比分析, 揭示高原地表感热趋势变化和关键影响要素的季节差异, 以期对高原感热趋势转折特征及其原因有更系统的了解。这将有助于深入认识和理解高原不同季节水热能量变化的物理过程, 也可为我国短期气候预测能力的提高提供科学依据。

2 资料与方法

2.1 资料

本文用到的资料包括: 1982-2018年高原中东部 (26°N-40°N, 80°E-105°E)

较为均匀的70个国家基本气象站（图1）逐日地面气象要素观测资料（包括：本站气压 P_s 、0cm地表温度 T_s 、1.5m处百叶箱空气温度 T_a 和10m处地面风速 V_s 等），来源于中国气象局中国地面历史基础气象数据集3.0版，该数据集经过了严格的质量控制(任芝花等, 2012)，精度符合世界气象组织(WMO)的标准。同时还用到1981年7月至2018年12月美国国家航空和航天局(NASA)戈达德航天中心全球监测与模拟研究组(GIMMS)制作的每15天合成的归一化植被指数NDVI第三代数据集，该资料采用阿尔伯斯圆锥等面积投影到 $(1/12)^\circ \times (1/12)^\circ$ 的均匀网格上(Ranga et al., 2013)。

2.2 计算方法

利用总体输送公式来估算地表感热通量的方法，在高原热力相关研究中得到广泛地应用(Ye, 1982; Chen et al., 1985; Ye and Wu, 1998; 李栋梁等, 2003; Duan and Wu, 2008; Duan et al., 2011; Yang et al., 2011; 戴逸飞等, 2016; Zhu et al., 2017; Wang and Li, 2019)。其表达式为：

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

其中 ρ 为干空气密度，由干空气状态方程 $\rho = P_s / (R_d T_a)$ 确定（单位： kg/m^3 ）， P_s 为本站气压（单位：Pa）， $R_d = 287.04 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，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； T_s 为 0cm 地表温度（单位：K）（以下简称地温）； T_a 为气象站 1.5m 百叶箱温度（单位：K）（以下简称气温）； V 为气象站 10m 处风速（单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）（以下简称地面风速）； C_h 为地表热力拖曳系数（无量纲）。许多研究表明， C_h 值在不同的地表下垫面和不同季节存在很大的差异，特别是在高原地区 (王慧等, 2008; Wang and Ma, 2011)。由于高原地形复杂，环境条件十分恶劣，野外试验的直接观测资料极其稀少，地表拖曳系数的准确确定是一个非常困难的问题。因此，很多研究在地表感热通量的计算过程中，都将 C_h 取为一个定值(如：青藏高原上取 0.004)，而不考虑其季节变化和区域差异(Chen et al., 2019)。最近，Wang et al.(2019)利用 GIMMS-NDVI 数据集和高原野外试验观测资料，提出了一个新的区域尺度 C_h 值参数化估算方案。该参数化方案考虑了高原中东部不同草甸类型，能够在区域尺度上反映 C_h 值的地区差异和季节变化。因此，本研究采用该参数化方案来估计高原中东部的 C_h 值。其关系式为：

$$C_h = \begin{cases} -0.0045NDVI^2 + 0.0074NDVI + 0.0021 & 0.50 \leq I_{SM} < 1 & \text{长草甸} \\ 0.0062NDVI^2 - 0.0020NDVI + 0.0021 & 0.35 \leq I_{SM} < 0.50 & \text{短草甸} \\ 0.0120NDVI^2 - 0.0015NDVI + 0.0029 & 0 < I_{SM} < 0.35 & \text{稀疏草甸} \end{cases} \quad (2)$$

其中 I_{SM} 为夏季(6-9月)的平均 NDVI 值, 当 $0.5 \leq I_{SM} < 1$ 时, 下垫面判定为长草甸; 当 $0.35 \leq I_{SM} < 0.5$ 时, 下垫面为短草甸; 当 $0 < I_{SM} < 0.35$ 时, 下垫面为稀疏草甸。研究显示, 通过该参数化方案计算的高原中东部地表热力拖曳系数在 0.0025–0.0050 之间变化, 表现为冬季小、夏季大的明显季节变化和东南部大于中北部的显著区域差异 (Wang et al., 2019)。所以本文在地表感热通量的计算过程中充分考虑了高原中东部地表热力拖曳系数的区域差异和季节变化, 这在一定程度上弥补了将高原地表 C_h 值取为一个定值, 而不考虑其季节变化和区域差异的不足。

本文首先利用 NDVI 数据集, 计算 70 个气象站点的 I_{SM} 值, 确定各气象站点的下垫面类型, 结果表明, 在 70 个气象站中, 其中 17 站为稀疏草甸, 14 站为短草甸, 39 站为长草甸(如图 1 所示)。然后, 利用公式 (2) 计算各气象站逐月 C_h 值, 进而根据公式 (1) 得到高原 70 个站点的地表感热通量。研究表明, 该地表感热通量数据集与 Yang et al. (2011) 的微物理方案计算结果具有非常一致的年际变化和趋势特征, 可以较好地代表高原中东部地表感热通量的气候特征 (戴逸飞等, 2016; Wang et al., 2019)。

2.3 分析方法

本文用到的主要分析方法有: 气候变化趋势转折判别模型 (PLFIM)、气候趋势的线性倾向估计和多元线性回归问题的方差分析等常用的统计学分析方法 (魏凤英, 2007)。PLFIM 模型最早由 Tomé and Miranda (2004) 提出, 该方法可以在时间尺度较长的气候序列中, 描述出隐含有较短时间尺度的趋势变化特征。其基本思路为: 根据所研究气候变化问题的时间尺度, 首先给定一个最小转折变化时间间隔 (针对年代际时间尺度研究, 一般设定为 11 年), 然后设定趋势转折的判别条件 (比如: 设定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), 最后根据设定条件会得到最佳的分段组合, 得到各时间段上的线性变化趋势, 输出满足前提条件的转折点。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

珂和姜大膀, 2014; 施晓晖和徐祥德, 2006, 2008; 曹雯等, 2015; 张璐等, 2020)

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 的一元线性回归方程: $\hat{x}_i = a + bt_i$ ($i=1, 2, \dots, n$), (3)

其中: a 为回归常数; b 为回归系数。 a 和 b 可以用最小二乘法估计, 即:

$$\begin{cases} b = \frac{\sum_{i=1}^n x_i t_i - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n x_i) (\sum_{i=1}^n t_i)}{\sum_{i=1}^n t_i^2 - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n t_i)^2}, \\ a = \bar{x} - b\bar{t}, \end{cases} \quad (4)$$

其中: $\bar{x}$ 为变量 x_i 的平均值, $\bar{t}$ 为时间序列的平均值, 回归系数 b 表示气候变量的倾向趋势, 当 $b>0$ 时, 说明随 t 的增加 x 呈上升趋势; 当 $b<0$ 时, 说明随 t 的增加 x 呈下降趋势。 b 值的大小反映了上升或下降的速率, 即表示上升或下降的倾向程度。一般把 $b \times 10$ 称为气候倾向率。

在多元线性回归问题的方差分析中, 回归方差等于每个因子方差贡献之和。

可表示为: $s_y^2 = \sum_{k=1}^p b_k s_{ky}$, 其中 y 为预报量; $\hat{y}$ 为预报量的估计量; k 为预报因子;

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。因此,

某个因子 k 对预报量 y 变化的贡献率表示为: $Con_k = \frac{b_k s_{ky}}{s_y^2} \times 100\%$, 其中 s_y^2

为预报量的方差。该方法可以较准确地定量确定影响地表感热年际变化的关键气象因子 (张璐等, 2020)。本文在多元线性回归问题的方差分析过程中, 均对不同时段气象要素变量去除了线性趋势。文中的冬、春、夏和秋季结果分别为上一年的 12 月与当年的 1-2 月、3-5 月、6-8 月和 9-11 月平均值。

图 1 青藏高原中东部 70 站分布及其下垫面草甸类型和气候区划分 (引自张璐等, 2020)

Fig. 1 Distribution of 70 stations in the Central and East Tibetan Plateau and their underlying surface meadow types and climatic zone division (cited from Zhang Lu et al., 2020)

3 高原四季地表感热趋势变化基本特征

张璐等 (2020) 利用旋转经验正交函数分解 (REOF) 方法, 结合高原常规气象站下垫面草甸分类情况 (Wang et al, 2019), 并参考前人对高原热力状况的分

区结果（冯松等, 2001; 蔡英等, 2003; 于涵等, 2019），将高原感热场划分为4个气候区（如图1所示）：I区为高原北部区，主要为青海中北部；II区为高原东部区，主要包括青海以南、四川西北部和西藏东北部；III区为高原西南区，主要包括西藏中部及南部地区；IV区为高原东南区，主要包括云南北部和四川西南部。根据这一分区结果，本文将重点研究高原四季感热趋势演变特征的季节差异。

图2给出了高原四季整体及各分区地表感热通量的逐年演变。由图2可以发现，高原中东部四季地表感热不管是分区还是整体来看都具有明显的趋势演变特征，且均在2000年左右发生了趋势转折。整体来看，秋、冬季地表感热趋势转折时间稍早（1999年）（图2b, 2h），春、夏季稍晚（2000年）（图2d, 2f），这比戴逸飞等（2016）和解晋等（2018）人的研究结果提早了2-3年，这可能主要因为气候趋势转折的判别方法不同所致，戴逸飞等（2016）和解晋等（2018）人使用了M-K突变检验方法，该方法主要对均值突变（即用于判断一个变量从一种基本气候状态到另外一种气候状态的急剧变化）的检测比较有效，但对转折突变（即两个气候阶段有完全相反变化趋势的急剧变化）检验却不那么灵验（符淙斌和王强，1992），在对趋势转折点的判定上也不如PLFIM判别模型合理有效。在感热趋势转折之前，以夏季的感热减弱最强，气候倾向率达 $-4.57 \text{ W m}^{-2} (10\text{a})^{-1}$ ，其次为春季和秋季，分别为 -3.25 和 $-2.39 \text{ W m}^{-2} (10\text{a})^{-1}$ ，冬季最弱仅为 $-1.29 \text{ W m}^{-2} (10\text{a})^{-1}$ ，四季的感热减弱趋势均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平t检验（表1）；在感热趋势转折之后，冬季的地表感热的增强较其他季节稍强，气候倾向率为 $3.12 \text{ W m}^{-2} (10\text{a})^{-1}$ ，其他三个季节增强趋势几乎相当，均在 $2.80 \text{ W m}^{-2} (10\text{a})^{-1}$ 左右，其中，夏季的地表感热增强通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性水平t检验，其他三个季节均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平t检验（表1）。所以，高原四季地表感热均存在2000年左右的趋势转折现象，这与年平均结果相似（张璐等, 2020）。分区来看，秋季各区的结果与整体平均相同，转折前后各区均具有显著的趋势变化，气候倾向率均通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性水平t检验。在地表感热趋势转折之前，除了冬季的III区地表感热减弱趋势不显著，其他季节各区地表感热均表现出显著减弱趋势；在地表感热趋势转折之后，除了春季的I区和夏季的I区和III区，地表感热的增强趋势不显著，其他季节各区感热均表现出显著增强趋势。从转折时间上来看，II区的转折时间最早，特别是在春季（1997年），其次是IV区和I区，多在2000年发在趋势转折，

III区的转折时间最晚，特别是在冬季（2004年）。这也与年平均各区地表感热趋势变化的结果一致（张璐等, 2020），由此可以看出，高原地表感热的趋势转折最早发生在高原的东部，然后向东南、北部和西南部扩展。

图2 青藏高原四季各分区（a,c,e,g）及整体(b,d,f,h)地表感热的逐年演变（单位： $W \cdot m^{-2}$ ）（a-b）冬季，（c-d）春季，（e-f）夏季，（g-h）秋季

Fig. 2 Evolution of the surface sensible heat flux on each zone and the whole Tibetan Plateau in four seasons during1982-2018 (Unit: $W \cdot m^{-2}$) (a-b) winter, (c-d) spring, (e-f) summer, (g-h) autumn

表1 青藏高原四季整体及各区地表感热趋势转折年份及其趋势转折前后的气候倾向率（单位： $W \cdot m^{-2} \cdot (10a)^{-1}$ ）

Table 1 Climatic tendency rates before and after the trend turning time of the surface sensible heat flux on each district and the whole Tibetan Plateau in four seasons (unit: $W \cdot m^{-2} \cdot (10a)^{-1}$)

季节		I区	II区	III区	IV区	全区
冬季	转折年	1998	1998	2004	2000	1999
	转折前	-2.23**	-1.43**	-0.60	-2.43**	-1.29**
	转折后	3.90**	3.80**	3.07*	2.89**	3.12**
春季	转折年	2003	1997	2002	2000	2000
	转折前	-3.14**	-1.98*	-4.68**	-5.57*	-3.25**
	转折后	1.17	2.73**	2.60*	3.94*	2.82**
夏季	转折年	2000	2000	2001	2000	2000
	转折前	-4.76**	-2.59*	-6.99**	-5.88**	-4.57**
	转折后	1.14	3.14*	3.45*	1.94	2.86*
秋季	转折年	2000	1998	2002	1999	1999
	转折前	-2.41**	-2.14**	-2.33**	-2.69*	-2.39**
	转折后	4.59**	2.69**	3.15*	2.28*	2.78**

注：**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

4 高原四季地表感热趋势转折的关键区

在上节中分析了高原整体和各分区地表感热的趋势变化情况。为了进一步了解高原地表感热趋势变化的空间特征和趋势转折的关键区，利用PLFIM模型分别对高原四季70个气象站点的地表感热进行了趋势检验。图3给出了1982-2018年高原四季各气象站点地表感热发生趋势转折的年份，可以看到，高原四季大部分站点的地表感热都在2000年左右发生了趋势转折。其中，秋季有84%的站点检测到地表感热的趋势转变，只有11个（16%）站点没有检测到明显的趋势变化；冬季和春季有77%的站点检测到地表感热的趋势转变，各有16个（23%）站点没有检测到明显的趋势变化；夏季71%的站点检测到地表感热的趋势转变，有20个（29%）站点没有检测到明显的趋势变化。四季地表感热均有部分站点没有检测到明显的

趋势变化，这可能主要与气象观测站点的代表性有关，由于青藏高原地形极其复杂，所以一些站点可能受局地地形条件的影响较大，与大尺度的气候背景不一致。从图3中也可以发现，高原东部（Ⅱ区）站点的转折时间略早于其他区域，而位于高原南部（Ⅲ、Ⅳ区）站点的转折时间则偏晚一些，这与表1的结果一致。

图4给出了高原四季各站点地表感热趋势转折前后的气候倾向率分布，由图4可以看出，转折前后高原90%以上站点地表感热发生由减弱到增强的趋势转变。在冬季，高原52%的站点的地表感热在其转折前呈现显著的减弱趋势，特别是在高原Ⅱ区和Ⅳ区（图4a1）；高原70%的站点的地表感热在其转折后呈现显著的增强趋势，其中有54%的站点地表感热增强速率超过 $3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ，主要分布在高原的Ⅰ区和Ⅱ区（图4a2）。所以，冬季高原感热通量趋势转折的关键区为高原Ⅰ、Ⅱ和Ⅳ区，主要集中在 95°E 以东的高原东部地区。在春季，高原50%的站点的地表感热在其转折前呈现显著的减弱趋势，主要分布在 34°N 以南的高原南部地区（图4b1）；转折后，高原南部站点地表感热又转变为显著的增强趋势，该区域大部分站点地表感热增强速率超过 $3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ （图4b2）。所以，春季高原地表感热趋势转折的关键区主要分布在 34°N 以南的高原Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ区。夏季与春季相似，高原74%的站点的地表感热在其转折前表现出显著的减弱趋势，且减弱速率均超过 $-3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ，是四季中地表感热减弱最明显的季节，主要分布在 34°N 以南的高原南部地区（图4c1）；转折后46%的站点地表感热出现显著的增强趋势，主要分布在高原Ⅱ区和Ⅲ区（图4c2）。所以，夏季高原地表感热趋势转折的关键区为高原的Ⅱ区和Ⅲ区。在秋季，高原63%的站点的地表感热在其转折前表现出显著的减弱趋势，且具有很好的区域一致性（图4d1）；转折后，46%站点的地表感热增强速率超过了 $3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot(10\text{a})^{-1}$ （图4d2），特别是高原的Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ区。所以，秋季高原地表感热通量趋势转折的关键区为高原的Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ区。

综上可知，高原四季70%以上站点的地表感热均在2000年左右发生了趋势转变，其中90%以上站点的地表感热发生了由减弱到增强的趋势转折，具有较好的空间一致性。冬季和春季高原地表感热趋势转折的关键区分别在高原的东部和南部，夏季和秋季的关键区主要为高原的Ⅱ区和Ⅲ区，此外秋季高原Ⅰ区的地表感热趋势转折也很显著。

图3 1982-2018年青藏高原四季70个气象站地表感热趋势转折年份分布（a）冬季，（b）春季，（c）夏季，

(d) 秋季, N: 表示没有检测到趋势变化

Fig. 3 Distribution of trend turning years of surface sensible heat at 70 meteorological stations on the Tibetan Plateau in four seasons during 1982-2018 (a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn, N indicates stations with no significant trend turning

图4 1982-2018年青藏高原四季各站地表感热趋势转折前 (a1-d1) 和转折后 (a2-d2) 气候倾向率分布 (单位: $W \cdot m^{-2} \cdot (10a)^{-1}$, 实心通过 $\alpha=0.05$ 显著性t检验, (a) 冬季, (b) 春季, (c) 夏季, (d) 秋季)

Fig. 4 Distribution of climate tendency rates before (a1-d1) and after (a2-d2) the trend turning years of surface sensible heat at 70 meteorological stations on the Tibetan Plateau in four seasons

(unit: $W \cdot m^{-2} \cdot (10a)^{-1}$, solid points are passing tested by $\alpha=0.05$ significance level t-test, (a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn)

5 影响高原地表感热变化的关键气象要素

5.1 影响高原地表感热趋势变化的关键气象要素

由上节的研究可知, 高原四季70%以上站点的地表感热均在2000年左右发生了显著的趋势转变, 这是地表感热相关地面气象要素共同变化的结果。由公式(1)可知, 地面风速和地气温差是影响地表感热变化最主要的两个气象要素。为了探究不同要素对高原感热趋势转变的影响, 本节分别考察了四季高原整体和各分区地温、气温、地气温差和地面风速的逐年演变 (图5), 以及地表感热趋势转折前后它们的气候倾向率变化情况 (表2)。

由表2可以发现, 虽然高原四季地表感热均具有相同的由减弱到增强的趋势转折特征, 但是高原地温、气温、地气温差和地面风速等气象要素在不同季节的演变却不尽相同。在冬季, 高原整体地面风速的趋势变化与地表感热通量一致, 在1999年由显著减小趋势转变为显著增大趋势 (图5a), 转折前后的气候倾向率均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平t检验 (表2), 地面风速的这种变化主要体现在高原的II、III和IV区, 高原I区地面风速的变化在转折前后的趋势变化均不显著。这主要是因为高原I区冬季地面风速在趋势转折前经历了一个先增大后减小的过程, 从而使得该段时期内地面风速的线性趋势不显著; 而在转折后, 地面风速以平稳震荡为主, 没有明显趋势变化 (图略)。同时, 冬季地气温差在转折前, 高原整体和II、III和IV区均无明显趋势, 仅在高原I区存在一定的减弱趋势; 转折后, 高原整体地气温差具有显著的增大趋势 (图5a), 气候倾向率达 $0.41^{\circ}C \cdot (10a)^{-1}$, 通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性t检验, 特别是在高原的I区和II区, 地气温差增大趋势尤为突出, 气候倾向率分别达到 $0.59^{\circ}C \cdot (10a)^{-1}$ 和 $0.54^{\circ}C \cdot (10a)^{-1}$ 。观察转折前后的地温和

气温的气候倾向率变化可以发现（表2），转折后地气温差的加大主要由地温的升温率加快，同时气温的升温率变缓所导致，特别是高原I、II和IV区，地温的显著增温，使转折后高原整体地温增温率达到 $0.72^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ，而高原I、III和IV区气温的增温变缓，也使得高原整体气温增温率比转折前略有下降。所以，冬季高原地表感热的趋势转变，转折前的减弱趋势主要与地面风速的减弱有关；转折后的增强趋势，由地面风速的增强和地气温差的加大共同导致。

在春季，高原整体和各分区转折前地面风速均呈现显著减弱趋势，而转折后除了IV区地面风速出现明显增大趋势，其他各区和高原整体地面风速均无明显趋势变化（表2），此时段高原地面风速均以平稳震荡变化为主（图5b），这与其他季节的地面风速显著增大均不相同。高原整体和各分区地气温差在转折前均无明显变化趋势，但在转折后均出现了增大趋势，特别是在II区，地气温差的增大通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性t检验。除了III区，其他各区和高原整体转折后地气温差的气候倾向率均在转折前的2倍以上（表2）。比较地温和气温的变化可知，两者在转折前后增温率几乎相当，以显著增温为主。但是分区来看，转折后I和III区地温出现增温减缓，II和IV区出现增温加速；各分区气温均出现了增温减缓现象，特别是I和III区，增温率只有之前的一半左右，这也使得高原整体出现气温升温减缓和地气温差增温加快情况。所以春季地表感热的趋势转变，在转折前主要与地面风速的减弱有关，转折后在高原I和II区主要与地气温差的加大有关，III和IV区受地面风速的增加和地气温差的加大共同影响，气温升温减缓造成的地气温差的加大是春季高原整体地表感热增强的主因。

在夏季，地面风速的变化与冬季相同，由转折前的显著减弱趋势转变为转折后的显著增强趋势，气候倾向率均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平t检验（表2）。高原整体和各分区，地气温差均无明显趋势变化（图5c）。转折后，地温和气温均在I和II区出现增速减缓，III和IV区出现增温加快现象，但高原整体转折前后地温和气温增温率均无变化，以显著增温为主。所以夏季高原地表感热的趋势转变主要与地面风速的趋势变化有关。

在秋季，地面风速的变化与冬、夏季相同，由转折前的显著减弱趋势转变为转折后的显著增强趋势，气候倾向率均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平t检验（表2）。地气温差的变化与冬季类似，在转折前，高原整体和II、III和IV区均无明显趋势

(图5d), 仅在高原I区存在一定的减弱趋势(表2); 转折后, 高原整体地气温差具有显著的增大趋势, 气候倾向率达 $0.24^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$, 通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性t检验, 特别是在高原的I区和II区, 地气温差增大趋势尤为突出, 气候倾向率分别达到 $0.75^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 和 $0.25^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$, 分别通过 $\alpha=0.01$ 和 $\alpha=0.05$ 的显著性t检验。观察转折前后的地温和气温气候倾向率变化可以发现(表2), 转折后地气温差的增加主要由地温升温加快, 同时气温的升温变缓所导致, 这与冬季相同。所以, 秋季高原地表感热的趋势转变与冬季类似, 在转折前主要与地面风速的减弱有关, 转折后由地面风速的增强和地气温差的增加共同所致。

综上所述, 在高原地表感热趋势转折之前, 高原四季地面风速均表现出显著减弱趋势, 与地表感热的减弱趋势对应, 所以2000年之前高原地表感热的年代际减弱趋势主要与地面风速的减弱有关, 这与前人的研究结论一致(Duan and Wu, 2008; Liu et al, 2012; 王美蓉等, 2012; Yang et al, 2014); 在高原地表感热趋势转折之后, 四季影响高原地表感热趋势变化的关键要素存在显著地差异, 地面风速只有在夏季仍是地表感热趋势变化的主导因子, 而秋、冬和春季地气温差的影响均显著增强, 特别是春季, 地气温差的增大成为地表感热趋势年代际增强的主因, 秋冬季受地气温差和地面风速变化的共同影响。

图 5 1982-2018 年青藏高原四季地温、气温、地气温差和地面风速标准化序列 (a) 冬季, (b) 春季, (c) 夏季, (d) 秋季

Fig. 5 Standardized series of the ground temperature, air temperature, ground-air temperature difference and surface wind speed on the Tibetan Plateau in four seasons during1982-2018
(a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn

表 2 青藏高原四季各区及整体地温 (Ts)、气温 (Ta)、地气温差 (Ts-Ta) 和地面风速 (V) 在地表感热趋势转折前后的气候倾向率 (单位: $(10\text{a})^{-1}$)

Table 2 Climate tendency rates of the ground temperature (Ts), air temperature (Ta), ground-air temperature difference (Ts-Ta) and surface wind speed (V) before and after the trend turning years of surface sensible heat on each district and whole Tibetan Plateau in four seasons (unit: $(10\text{a})^{-1}$)

季节	要素 (单位)		I区	II区	III区	IV区	全区
	转折年	时段	1998	1998	2004	2000	1999
冬季	Ts($^{\circ}\text{C}$)	转折前	0.17	0.02	0.59*	0.47	0.36
		转折后	0.73*	0.90**	0.34	0.63**	0.72**
	Ta ($^{\circ}\text{C}$)	转折前	0.40	0.13	0.51	0.57	0.38
		转折后	0.14	0.35	0.08	0.42	0.31
	Ts-Ta ($^{\circ}\text{C}$)	转折前	-0.23*	-0.10	0.08	-0.10	-0.02
		转折后					

	V (m s ⁻¹)	转折后	0.59**	0.54**	0.26	0.22	0.41**
		转折前	-0.13	-0.29**	-0.40**	-0.30**	-0.29**
		转折后	0.04	0.20**	0.30**	0.20**	0.18**
春季	转折年	时段	2003	1997	2002	2000	2000
	Ts(°C)	转折前	0.79**	0.54**	0.48	0.45	0.69**
		转折后	0.60*	0.58*	0.32	0.63*	0.73**
	Ta (°C)	转折前	0.73**	0.46	0.30	0.50*	0.59*
		转折后	0.40	0.32	0.14	0.47*	0.51*
	Ts-Ta (°C)	转折前	0.06	0.08	0.17	-0.06	0.10
		转折后	0.20	0.25**	0.18	0.16	0.22
	V (m s ⁻¹)	转折前	-0.26**	-0.26**	-0.49**	-0.37*	-0.33**
		转折后	-0.06	0.06	0.11	0.16*	0.08
	转折年	时段	2000	2000	2001	2000	2000
	Ts(°C)	转折前	0.91**	0.63**	-0.03	0.03	0.39**
		转折后	0.31	0.45	0.39	0.20	0.40
夏季	Ta (°C)	转折前	0.89**	0.55**	0.14	0.07	0.40**
		转折后	0.21	0.44	0.39	0.40*	0.40*
	Ts-Ta (°C)	转折前	0.03	0.08	-0.17	-0.03	0.00
		转折后	0.10	0.01	0.00	-0.19	0.00
	V (m s ⁻¹)	转折前	-0.28**	-0.21**	-0.40**	-0.36**	-0.29**
		转折后	0.04	0.17**	0.21**	0.19**	0.17**
	转折年	时段	2000	1998	2002	1999	1999
	Ts(°C)	转折前	0.29	0.18	0.56*	0.63*	0.47
		转折后	0.85**	0.47**	0.54	0.32	0.52*
秋季	Ta (°C)	转折前	0.50	0.25	0.53*	0.68*	0.50
		转折后	0.10	0.22	0.42	0.35	0.28
	Ts-Ta (°C)	转折前	-0.21*	-0.08	0.03	-0.04	-0.03
		转折后	0.75**	0.25*	0.12	-0.03	0.24*
	V (m s ⁻¹)	转折前	-0.13*	-0.19**	-0.29**	-0.21**	-0.23**
		转折后	0.04	0.15**	0.32**	0.20**	0.16**

注: **表示通过 $\alpha=0.01$ 显著性t检验, *表示通过 $\alpha=0.05$ 显著性t检验

5.2 影响高原地表感热年际变化的关键气象要素

通过前文的分析可知,高原地表感热的趋势转变主要受到地面风速和地气温差变化的影响,且在不同季节两者的影响程度存在明显差异。但是造成高原地表感热趋势转变的关键要素,是否同时也在影响着高原地表感热的年际变化呢?为了定量评估不同季节影响高原地表感热年际变化的关键气象要素,接下来,首先对高原地表感热趋势转折前后的各气象要素去除了线性趋势,然后利用多元线性回归问题的方差分析方法,分别计算了不同季节高原各站地表感热趋势转折前后,

地气温差和地面风速对其影响的方差贡献率。表3和图6分别给出了高原四季地表感热趋势转折前后，高原整体和各分区地气温差和地面风速对其年际变化影响的方差贡献率超过50%的站点比例和分布情况。

在冬季，高原地表感热趋势转折前后，地气温差对地表感热变化的影响占绝对优势，绝大部分站点地气温差对感热变化影响的方差贡献率超过了50%（图6a1-a2）。同时，从表3也可以发现，转折前后，高原冬季地气温差对地表感热变化方差贡献率超过了50%的站点比例超过94%，且在高原4个分区均有突出表现，地面风速对感热变化方差贡献率超过50%的站点比例不足6%。由此可知，高原冬季地表感热的年际变化，在其趋势转折前后均由地气温差的演变所主导。

在春季，高原II区和IV区与冬季的情况类似，地表感热的年际变化仍由地气温差的演变所主导；但在高原的I和III区，与冬季相比，地表感热转折前后地气温差对其年际变化影响的方差贡献率超过50%的站点比例出现减少，地面风速的方差贡献率超过50%的站点比例增大，转折前两者的影响几乎相当（图6b1），转折后高原III区地面风速的方差贡献率超过50%的站点比例达到地气温差的2倍（表3）。所以春季地表感热的年际变化，在高原II区和IV区由地气温差的变化所主导；在高原的I和III区受地气温差和地面风速变化的共同影响。

在夏季，转折前地气温差和地面风速对地表感热影响的方差贡献率超过50%的站点比例几乎相当（图6c1）；转折后，高原III区与转折前一致，而高原I、II和IV区地气温差的方差贡献率超过50%的站点比例显著增大，地面风速的方差贡献率超过50%的站点比例减少（表3），地表感热的变化主要受地气温差的变化所主导（图6c2）。所以，夏季地表感热的年际变化在其趋势转折前受地气温差和地面风速变化的共同影响；转折后以地气温差的影响占优势。

在秋季，转折前高原整体地气温差对地表感热影响的方差贡献率超过50%的站点比例约为地面风速的2.5倍（表3），即地气温差对地表感热的影响强于地面风速，特别是在高原I、III区和IV区（图6d1）；转折后，在高原I、II和IV区地表感热受地气温差影响的站点比例比转折前又有所增大（图6d2），此时高原整体地气温差对地表感热影响的方差贡献率超过50%的站点比例约为地面风速的5倍（表3）。所以整体来看，秋季地表感热的年际变化主要受地气温差变化的影响，特别是在感热趋势转折之后，地气温差的影响更加地突出。

综上可知，在高原地表感热的年际变化中，地气温差对其的影响比地面风速更加突出，特别是在秋、冬季，地气温差在转折前后始终是决定其年际变化的主导因子，春季高原东部地表感热变化也主要受地气温差变化所影响；在高原感热趋势转折之前，夏季感热的年际变化受地气温差和地面风速的共同影响，而转折后，地气温差对其的影响更加突出。近年来，地气温差对高原感热变化的影响增强受到了众多学者的广泛关注（戴逸飞等, 2016; Zhu et al., 2017; 张璐等, 2020）。

表 3 青藏高原地表感热趋势转折前后地气温差和地面风速对其年际变化影响的方差贡献率超过 50% 的站点比例

Table 3 Proportion of stations with the variance contribution rate of ground-air temperature difference and surface wind speed on the surface sensible heat variation over 50% before and after the trend turning years of the surface sensible heat on each district and the whole Tibetan Plateau in four seasons.

季节	因子	转折前					转折后				
		I区	II区	III区	IV区	全区	I区	II区	III区	IV区	全区
冬季	地气温差	6/7	24/24	13/14	8/8	51/53	7/7	21/23	12/13	9/9	49/52
	地面风速	1/7	0/24	1/14	0/8	2/53	0/7	2/23	1/13	0/9	3/52
春季	地气温差	2/5	18/22	6/14	8/9	34/50	3/5	21/25	4/13	8/10	36/53
	地面风速	3/5	4/22	8/14	1/9	16/50	2/5	4/25	9/13	2/10	17/53
夏季	地气温差	2/4	12/23	6/14	4/8	24/49	3/4	18/22	7/13	8/9	36/48
	地面风速	2/4	11/23	8/14	4/8	25/49	1/4	4/22	6/13	1/9	12/48
秋季	地气温差	5/6	16/25	9/12	7/9	37/52	7/7	24/27	9/14	8/9	48/57
	地面风速	1/6	9/25	3/12	2/9	15/52	0/7	3/27	5/14	1/9	9/57

图6 青藏高原四季地表感热趋势转折前（a1-d1）和转折后（a2-d2）各气象站点地气温差和地面风速对其影响的方差贡献率超过50%的站点分布（单位：% ，红点为地气温差，蓝星为地面风速，(a)冬季，(b)春季，(c)夏季，(d)秋季）

Fig. 6 The distribution of stations with the variance contribution rate of ground-air temperature difference or surface wind speed on the surface sensible heat variation over 50% before and after the trend turning years of the surface sensible heat on the Tibetan Plateau in four seasons. (unit: %, red dots are surface-air temperature

6 结论与讨论

本文利用 C_h -NDVI参数化关系式（Wang et al, 2019）结合常规气象台站地面观测资料，计算了高原中东部70个站点的地表感热通量，考虑了高原植被和地表热力拖曳系数 C_h 值的季节变化和区域差异对地表感热通量的影响。参照张璐等（2020）考虑高原常规气象站下垫面草甸类型情况，对高原地表感热场的气候分区结果，重点研究了高原地表感热趋势演变特征的季节差异。得到以下几点主要

结论:

(1) 高原中东部四季平均地表感热通量均存在显著趋势转折特征, 整体来看, 秋、冬季转折时间稍早(1999年), 春、夏季稍晚(2000年)。分区来看, 高原地表感热的趋势转折最早发生在高原的II区(东部), 特别是在春季(1997年), 然后向IV区(东南部)和I区(北部)扩展(2000年), 高原III区(西南部)的转折时间最晚, 特别是在冬季(2004年)。在地表感热趋势转折之前, 以夏季的感热减弱最突出, 其次为春季和秋季, 冬季最弱; 在感热趋势转折之后, 冬季的地表感热的增强比其他季节稍强, 其他三个季节增强趋势相当。

(2) 高原四季70%以上站点的地表感热均在2000年左右发生了趋势转变, 其中90%以上站点的地表感热发生了由减弱到增强的趋势转折, 具有较好的空间一致性。冬季和春季高原地表感热趋势转折的关键区分别在高原的东部和南部, 夏季和秋季的关键区主要在高原的II区和III区, 此外秋季高原I区的地表感热趋势转折也很显著。

(3) 在高原地表感热趋势转折之前, 高原四季地面风速的减小对地表感热的减弱趋势有重要贡献; 但在高原地表感热趋势转折之后, 四季影响高原地表感热趋势变化的关键气象要素存在显著差异, 地面风速只有在夏季仍是地表感热趋势变化的主导因子, 而秋、冬和春季地气温差的影响均显著增强, 特别是春季, 地气温差的增大成为地表感热趋势增强的主因, 秋、冬季受地气温差和地面风速变化的共同影响。同时, 在高原地表感热的年际变化中, 地气温差对其的影响比地面风速更加突出, 特别是在秋、冬季, 转折前后地气温差始终是决定其年际变化的主导因子, 春季高原东部地表感热变化也主要受地气温差变化所影响; 夏季, 在地表感热趋势转折之前, 其年际变化受地气温差和地面风速的共同影响, 而转折后, 地气温差对其的影响更加突出。

通过以上研究表明, 在2000年之后, 高原地温出现增温加快, 同时气温却增温减缓, 这使得高原地气温差显著增大, 特别是在秋、冬季, 进而导致了高原地表感热的年代际趋势转折和增强。这可能与全球变暖背景下, 近年来高原积雪(深度和日数)减少(王婷等, 2019)和冻土退化(Guo and Wang, 2013; Zou et al, 2017; 程国栋等, 2019)有关。由于冻土的退化, 冻土活动层加厚, 冻结时长缩短(Wu et al, 2010; Li et al, 2012), 从而造成了高原地温的升高。同时研究也发现, 高原

夏季地表感热的年代际趋势转折主要受地面风速变化的影响,这与其他季节不同。张璐等(2020)研究指出,北半球中纬度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,从而导致高原年平均地表感热的趋势变化。考察1982-2018年东亚副热带(范围:25°-45°N, 80°-120°E)四季200hPa和500hPa纬向风变化(图7)可以发现,东亚副热带上空对流层中上层纬向西风同样存在年代际的趋势变化特征。在2000年之前,200hPa和500hPa的冬、春和夏季纬向西风均为减弱趋势,其中夏季的减弱趋势通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平t检验;2000年之后,500hPa的秋、冬、夏季和200hPa的秋、冬季西风均转变为增大趋势。这与同期高原四季地面风速的变化极其相似,特别是四季500hPa的纬向风与同期高原地面风速相关系数分别为0.41, 0.46, 0.63和0.38,冬、春和夏季相关关系均通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性水平t检验,秋季通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性水平t检验。所以,不同季节造成高原地表感热趋势转变的原因不同,冬半年可能主要与高原地表下垫面要素改变有关,包括高原积雪、冻土和土壤温、湿度的变化等;夏半年可能主要与副热带上空西风带动能下传等大气环流背景场变化有关,这也可能是全球海温变化的间接影响(Syed et al., 2010; Cui et al., 2015)。同时研究也显示,全球气候系统许多成员都存在2000年左右的年代际调整现象,比如:在1998/1999年期间,赤道太平洋的东风和海表温度梯度发生了年代际转折,1999年之后,信风显著加强且热带东(西)太平洋海温异常变冷(变暖),导致中部型厄尔尼诺现象频发(Chung and Li, 2013);2000年后PDO的负位相转变对中国东部夏季降水1990s末发生的年代际转折有重要贡献(Zhu et al., 2015)。由此可见,高原地表感热在2000年左右发生的年代际趋势转折,并非单独存在的现象,而是与全球气候系统的调整有关,具体原因还需进一步深入研究。

图 7 1982-2018 年东亚副热带地区四季平均 200hPa (蓝色实线) 和 500hPa (红色虚线) 纬向风变化 (范围: 25°-45°N, 80°-120°E) (a) 冬季, (b) 春季, (c) 夏季, (d) 秋季

Fig. 7 Seasonal mean zonal wind variations of 200hPa (blue solid line) and 500hPa (red dotted line) over the East Asian subtropics (range: 25°-45°N, 80°-120°E) during 1982-2018, (a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn

参考文献 (References)

- 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: 1771–1790.
- Chen L, Pryor S C, Wang H, et al. 2019. Distribution and variation of the surface sensible heat flux over the central and eastern Tibetan Plateau: Comparison of station observations and multireanalysis products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124: 6191–6206.
- Chung P H, Li T. 2013. Interdecadal relationship between the mean state and El Niño types[J]. *Journal of Climate*, 26(2): 361–379.
- Cui Y F, Duan A M, Liu Y M, et al. 2015. Interannual variability of the spring atmospheric heat source over the Tibetan Plateau forced by the North Atlantic SSTA[J]. *Climate Dynamics*, 45(5–6): 1617–1634.
- Duan A M, Wang M R, Li F, 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.
- Duan A M, Wu G X, Liu Y M, et al. 2012. Weather and climate effects of the Tibetan Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Science*, 29(5): 978–992.
- 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.
- 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.
- Guo D, Wang H J. 2013. Simulation of permafrost and seasonally frozen ground conditions on the Tibetan Plateau, 1981–2010[J]. *Journal Geophysical Research: Atmospheres*, 118(11): 5216–5230.
- 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: 4609–4616.
- 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.
- 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.
- Ranga B, Piao S, Ramakrishna R, et al. 2013. Global data sets of vegetation leaf area index (LAI)3g and fraction of photosynthetically active radiation (FPAR)3g derived from global inventory modeling and mapping studies (GIMMS) normalized difference vegetation index (NDVI3g) for the period 1981 to 2011. *Remote Sens* 5(2):927–948
- Syed F S, Giorgi F, Pal J S, et al. 2010. Regional climate model simulation of winter climate over Central–Southwest Asia, with emphasis on NAO and ENSO effects[J]. *International Journal of Climatology*, 30(2): 220–235.
- Tomé A R, Miranda P M A. 2004. Piecewise linear fitting and trend changing points of climate parameters[J]. *Geophysical Research Letters*, 31(2): L02207.
- 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(1): 169–183.
- Wang H, Li D L. 2019. 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*, 39(3): 1604–1617.
- Wang S Z, Ma Y M. 2011. Characteristics of land–atmosphere interaction parameters over the Tibetan Plateau. *Journal of Hydrometeorol*, 12(4): 702–708.
- 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(1–2): 32–38.
- 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.

- 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 review[J]. *Global and Planetary Change*, 112: 79–91.
- 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(1–4): 181–198.
- Ye D Z. 1982. Some aspects of the thermal influences of the Qinghai–Tibetan Plateau on the atmospheric circulation[J]. *Archives Meteorology Geophysical. Bioclimate, Series A*, 31(1): 205–220.
- 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.
- 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.
- Zhu Y L, Wang H J, Ma J H, et al. 2015. Contribution of the phase transition of Pacific Decadal Oscillation to the late 1990s' shift in East China summer rainfall[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(17): 8817–8827.
- Zou D F, Zhao L, Sheng Y, et al. 2017. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau[J]. *The Cryosphere*, 11(6): 2527–2542.
- Zuo Z Y, Zhang R H, Zhao P. 2011. The relation of vegetation over the Tibetan Plateau to rainfall in China during the boreal summer[J]. *Climate Dynamics*, 36(5–6): 1207–1219.
- 蔡英, 李栋梁, 汤懋苍, 等. 2003. 高原近 50 年来气温的年代际变化[J]. *高原气象*, 22(5): 464–470. Cai Ying, Li Dongliang, Tang Maocang, et al. 2003. Decadal Temperature Changes over Qinghai–Xizang Plateau Recent 50 Years[J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 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. Cao Wen, Duan Chunfeng, Shen Shuanghe. 2015. Inter-decadal breakpoint in potential evapotranspiration trends and the main causes in China during the period 1971–2010[J]. *Acta Ecologica Sinica (in Chinese)*, 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*, 64(27): 2783–2795. Cheng Guodong, Zhao Lin, Li Ren, et al. 2019. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai–Tibet Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 64(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. Dai Yifei, Li Dongliang, Wang Hui. 2017. A new index for surface sensible heat flux over the Tibetan Plateau and its possible impacts on the rainfall in south China [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 28(2): 157–167.
- 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. Dai Yifei, Wang Hui, Li Dongliang. 2016. Characteristics of surface sensible heat flux calculated from satellite remote sensing and field observations in the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(5): 1009–1021.
- 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. Feng S, Yao T, Jiang H, et al. 2001. Temperature variations over Qinghai–Xizang Plateau in the past 600 years[J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 20(1): 105–108.
- 符淙斌, 王强. 1992. 气候突变的定义和检测方法[J]. *大气科学*, 16(4): 482–493. Fu Congbin, Wang Qiang. 1992. The definition and detection of the abrupt climatic change [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 16(4): 482–493.
- 解晋, 余晖, 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. Xie Jin, Yu Ye, Liu Chua, et al. 2018. Characteristics of surface sensible heat flux over the Qinghai–

- Tibetan Plateau and its response to climate change[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 2018,37(1): 28–42.
- 李栋梁, 魏丽, 李维京, 等. 2003. 青藏高原地面感热对北半球大气环流和中国气候异常的影响[J]. 气候与环境研究, 18(1): 60–70. Li Dongliang, Wei Li, Li Weijing, et al. 2003. The effect of surface sensible heat flux of the Qinghai–Xizang Plateau on general circulation over the northern hemisphere and climatic anomaly of China[J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18(1): 60–70.
- 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, 73(4): 737–748. Li Xiao, Li Dongliang, Wang Ying. 2015. Quasi 3-year period response of the rainy precipitation over the eastern parts of Northwest China to the spring sensible heat flux over the eastern part of the Tibetan Plateau[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 73(4): 737–748.
- 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. Liu Ke, Jiang Dabang. 2014. Interdecadal change and cause analysis of extreme summer and winter droughts over China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 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统计预测模型[J]. 气象学报, 75(6): 903–916. Liu Senfeng, Duan Anmin. 2017. A statistical forecast model for summer precipitation in eastern China based on spring sensible heat anomaly in the Tibetan Plateau[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 75(6): 903–916.
- 马耀明, 胡泽勇, 田立德, 等. 2014. 青藏高原气候系统变化及其对东亚区域的影响与机制研究进展[J]. 地球科学进展, 29(2): 207–215. Ma Yaoming, Hu Zeyong, Tian Lide, et al. 2014. Study progresses of the Tibet Plateau climate system change and mechanism of its impact on East Asia[J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 29(2): 207–215.
- 任芝花, 余予, 邹凤玲, 等. 2012. 部分地面要素历史基础气象资料质量检测[J]. 应用气象学报, 23(6): 739–747. Ren Zhihua, Yu Yu, Zou Fengling, et al. 2012. Quality detection of surface historical basic meteorological data [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 23(6): 739–747.
- 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. Shi Xiaohui, Xu Xiangde. 2008. Decadal trend turning characteristics of global land temperature and precipitation from 1985 to 2002[J]. Progress in Natural Science (in Chinese), 18(9): 1016–1026.
- 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. Shi Xiaohui, Xu Xiangde. 2006. Regional characteristics of the interdecadal turning of winter/summer climate models in Chinese mainland [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 51(17): 2075–2084.
- 王欢, 李栋梁. 2020. 21 世纪初青藏高原感热年代际增强对中国东部季风雨带关键区夏季降水年代际转折的影响[J]. 地球物理学报, 63(2): 412–426. Wang Huan, Li Dongliang. 2020. Impacts of decadal variability in sensible heat over the Tibetan Plateau on decadal transition of summer precipitation over dominant regions of monsoon rainfall band in eastern China since the early 2000s[J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 63(2): 412–426.
- 王慧, 李栋梁, 胡泽勇, 等. 2008. 陆面上总体输送系数研究进展[J]. 地球科学进展, 23(12): 1249–1258. Wang Hui, Li Dongliang, Hu Zeyong, et al. 2008. Research progress of total transport coefficient on land surface[J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 23(12): 1249–1258.
- 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(2–3): 178–188. Wang Meirong, Zhou Shunwu, Duan Anmin. 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 Science Bulletin (in Chinese), 57(2–3): 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. Wang Ting, Li Zhaoguo, Lü Shihua, et al. 2019. Study on the effects of snow cover on heat transport in land surface processes over Qinghai–Tibetan Plateau[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 38(5): 920–934.

- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 124PP. Wei Fengying. 2007. Modern climate statistical diagnosis and prediction technology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 124PP.
- 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): 49–56. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the Heating over the Tibetan Plateau affects the Asian Climate in Summer[J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 29(1): 49–56.
- 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. Xu Xiangde, Zhao Tianliang, Shi Xiaohui, et al. 2015. A study of the role of the Tibetan Plateau's thermal forcing in regulating rainband and moisture transport in eastern China[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 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. Yan Xiaoqiang, Hu Zeyong, Sun Genhou, et al. 2019. Characteristics of long-term surface heat source and its climate influence factors in Nagqu alpine meadow[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 38(2): 253–263.
- 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. Yu Han, Zhang Jie, Liu Shimeng. 2019. Surface diabatic heating mode of the Qinghai–Tibetan Plateau and its relationship with the anomalous circulation in northern China[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 38(2): 237–252.
- 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. Yu Wei, Liu Yimin, Yang Xiuqun, et al. 2018. The interannual and decadal variation characteristics of the surface sensible heating at different elevations over the Qinghai–Tibetan Plateau and attribution analysis[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 37(5): 1161–1176.
- 张超, 田荣湘, 茆慧玲, 等. 2018. 青藏高原 4 月感热通量异常对长江以南夏季降水的影响[J]. 大气科学学报, 41(6): 775–785. Zhang Chao, Tian Rongxiang, Mao Huiling, et al. 2018. Impact of the sensible heat flux anomaly over the Tibetan Plateau in April on summer precipitation in the south of the Yangtze River Region[J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(6): 775–785.
- 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, 2020, 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 (in Chinese), 39(5): 912–924.
- 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. Zhang C C, Li D L, Wang H, et al. 2017. Characteristics of the surface sensible heat on the Qinghai–Xizang Plateau in the spring and its influences on the summertime rainfall pattern over the Eastern China[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 36(1): 13–23.
- 赵勇, 钱永甫. 2007. 青藏高原地表热力异常与我国江淮地区夏季降水的关系[J]. 大气科学, 31(1): 145–154. Zhao Yong, Qian Yongfu. 2007. Relationships Between the Surface Thermal Anomalies in the Tibetan Plateau and the Rainfall in the Jianghuai Area in Summer[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(1): 145–154.
- 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: D 辑, 39(11): 1473–1486. Zhou Xiujie, Zhao Ping, Chen Junming, et al. 2009. Impacts of thermodynamic processes over the Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric climate[J]. Science China Earth Sciences (in Chinese), 39(11): 1473–1486.

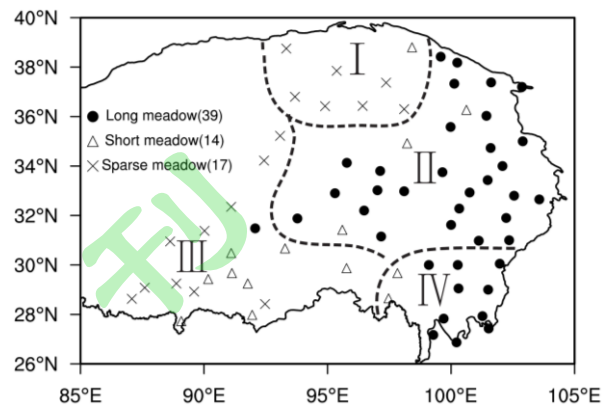


图1 青藏高原中东部 70 站分布及其下垫面草甸类型和气候区划分（引自张璐等，2020）

Fig. 1 Distribution of 70 stations in the Central and East Tibetan Plateau and their underlying surface meadow types and climatic zone division (cited from Zhang Lu et al., 2020)

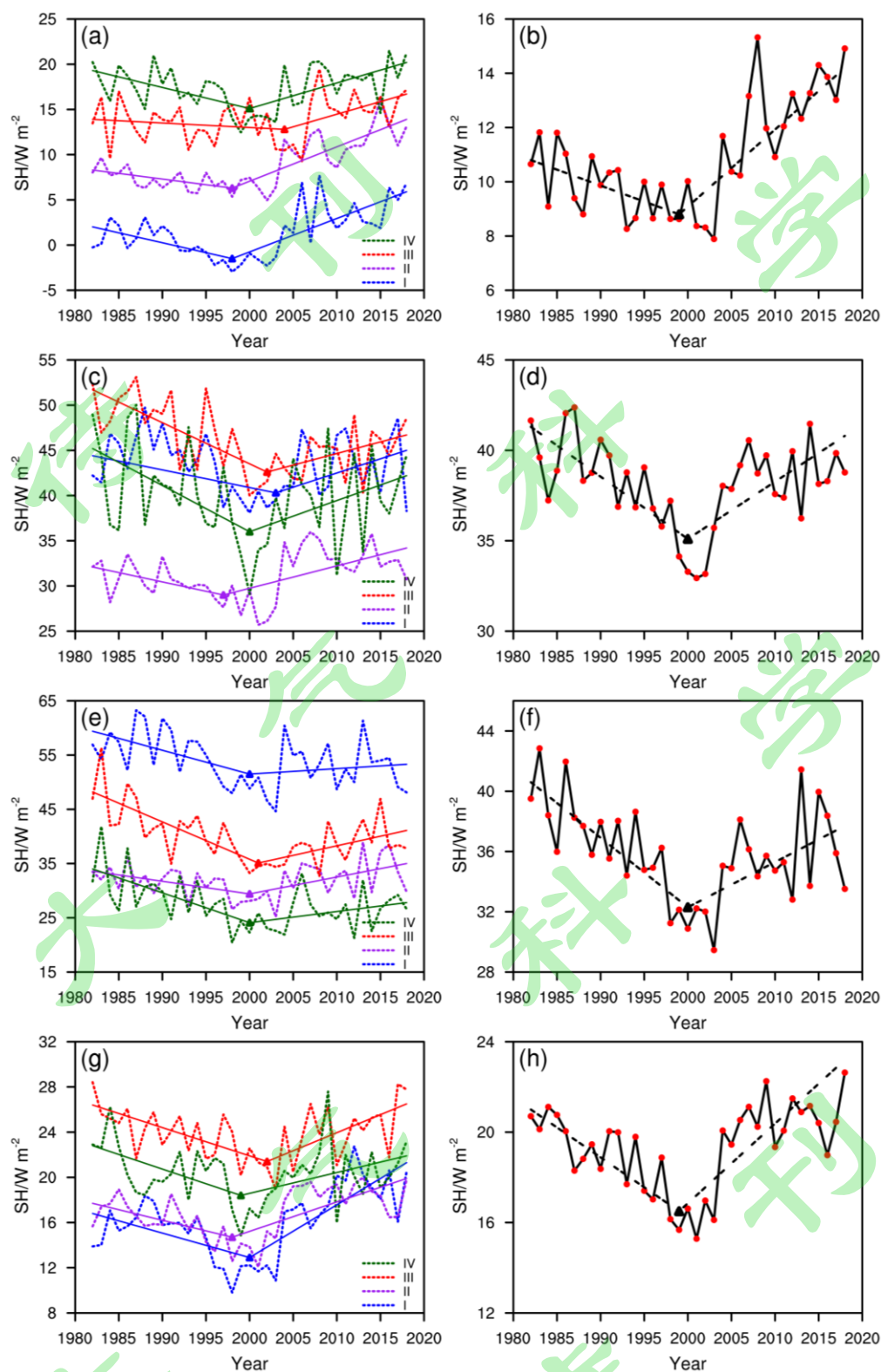


图2 青藏高原四季各分区 (a,c,e,g) 及整体(b,d,f,h)地表感热的逐年演变 (单位: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (a-b) 冬季, (c-d) 春季, (e-f) 夏季, (g-h) 秋季

Fig. 2 Evolution of the surface sensible heat flux on each zone and the whole Tibetan Plateau in four seasons during 1982-2018 (Unit: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (a-b) winter, (c-d) spring, (e-f) summer, (g-h) autumn

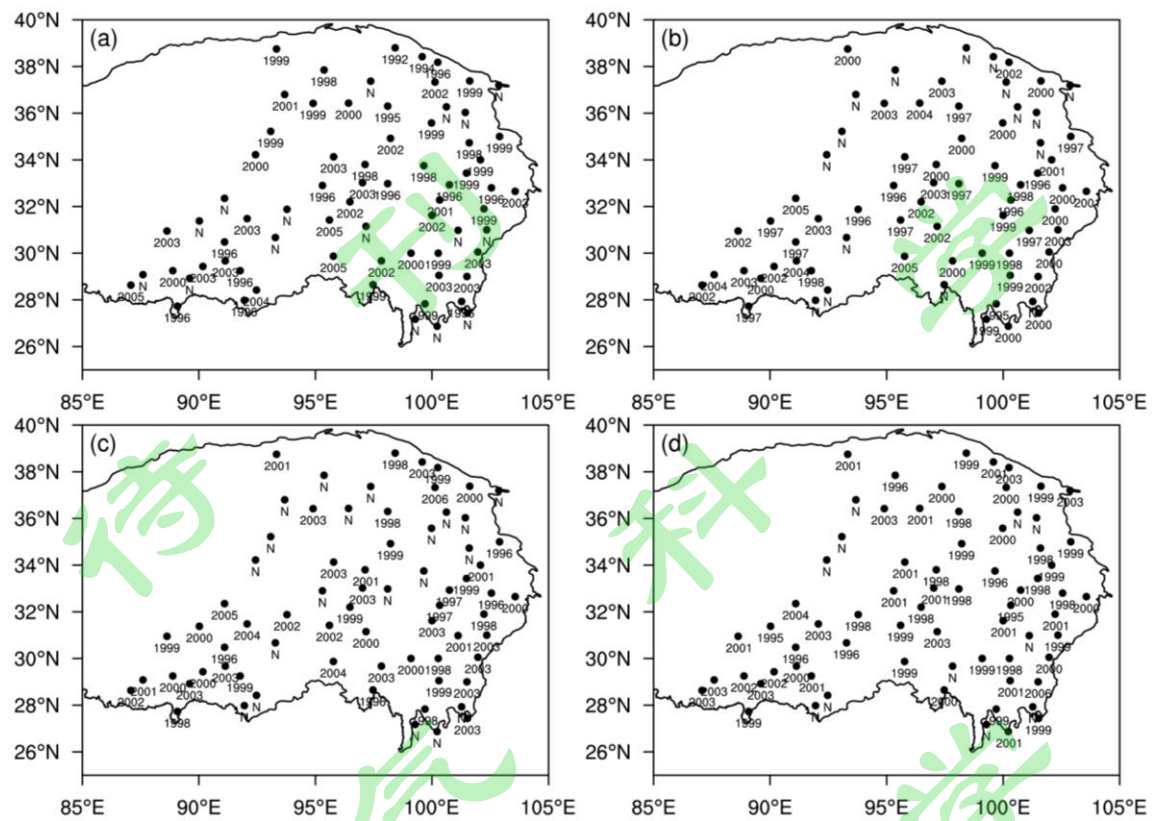


图3 1982-2018年青藏高原四季70个气象站地表感热趋势转折年份分布

(a) 冬季, (b) 春季, (c) 夏季, (d) 秋季, N: 表示没有检测到趋势变化

Fig. 3 Distribution of trend turning years of surface sensible heat at 70 meteorological stations on the Tibetan Plateau in four seasons during 1982-2018 (a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn, N indicates stations with no significant trend turning

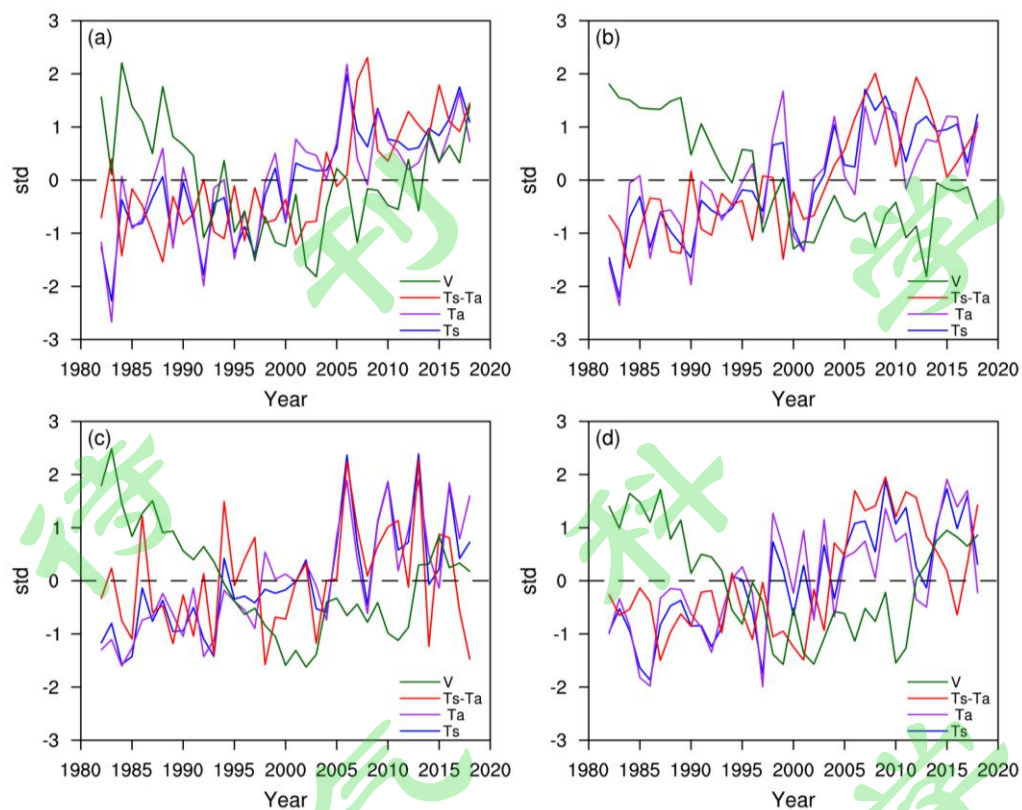


图 5 1982-2018 年青藏高原四季地温、气温、地气温差和地面风速标准化序列

(a) 冬季, (b) 春季, (c) 夏季, (d) 秋季

Fig. 5 Standardized series of the ground temperature, air temperature, ground-air temperature difference and surface wind speed on the Tibetan Plateau in four seasons during 1982-2018

(a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn

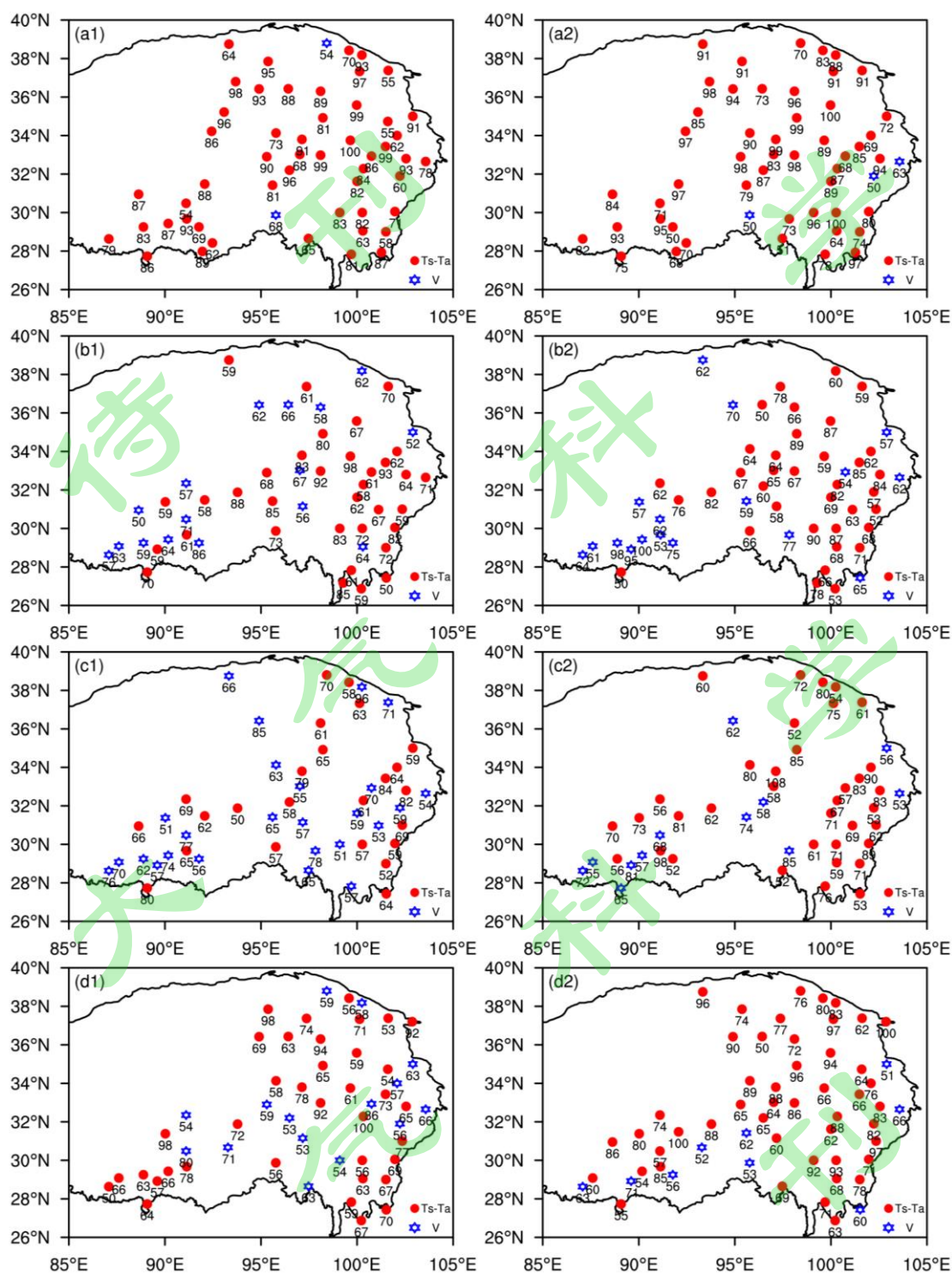


图6 青藏高原四季地表感热趋势转折前(a1-d1)和转折后(a2-d2)各气象站点地气温差和地面风速对其影响的方差贡献率超过50%的站点分布(单位: %, 红点为地气温差, 蓝星为地面风速, (a)冬季, (b)春季, (c)夏季, (d)秋季)

Fig. 6 The distribution of stations with the variance contribution rate of ground-air temperature difference or surface wind speed on the surface sensible heat variation over 50% before and after the trend turning years of the surface sensible heat on the Tibetan Plateau in four seasons. (unit: %, red dots are surface-air temperature difference, blue stars are surface wind speed, (a)winter, (b)spring, (c) summer, (d) autumn)

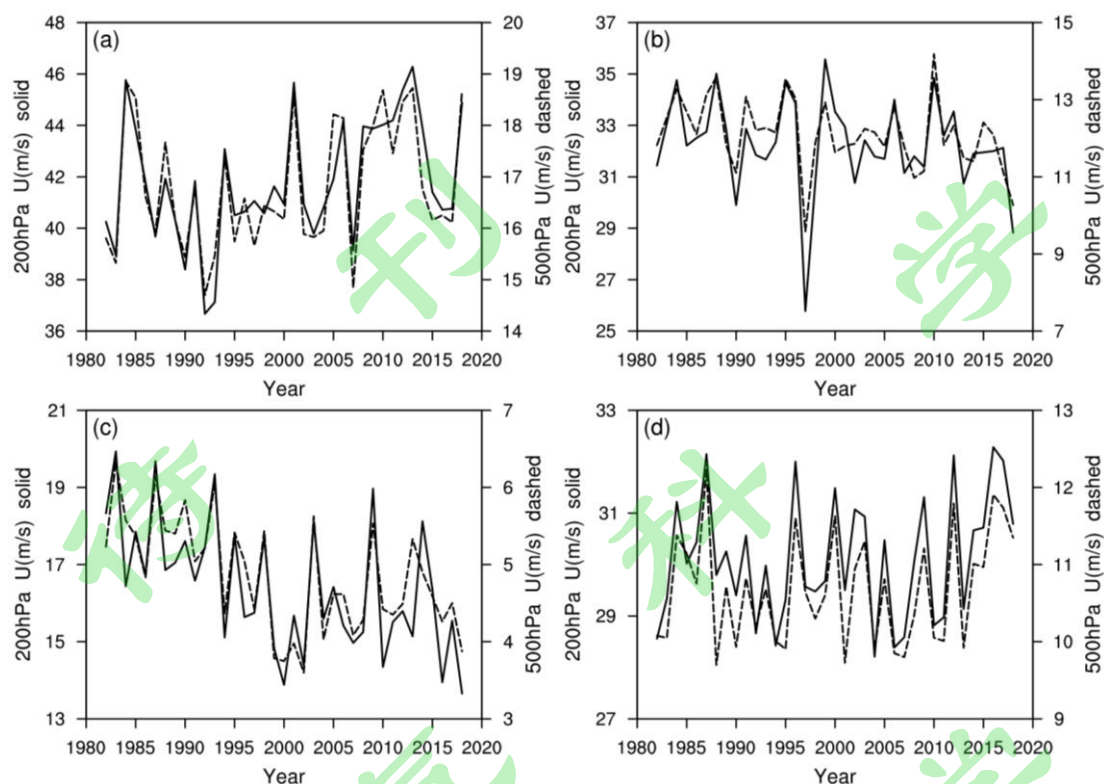


图 7 1982-2018 年东亚副热带地区四季平均 200hPa（蓝色实线）和 500hPa（红色虚线）纬向风变化（范围：25°-45°N，80°-120°E）(a) 冬季，(b) 春季，(c) 夏季，(d) 秋季

Fig. 7 Seasonal mean zonal wind variations of 200hPa (blue solid line) and 500hPa (red dotted line) over the East Asian subtropics (range: 25°-45°N, 80°-120°E) during 1982-2018

(a)winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn