

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, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15225.

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

戴逸飞^{1,2} 王慧^{1,2,3} 李栋梁^{1,2}

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 兰州 730000

摘 要 本文选取 1981 年 7 月至 2012 年 12 月美国国家航空和航天局 (NASA) 制作的归一化的动态植被指数 (NDVI) 资料、根据 NDVI 值计算地表热力输送系数 (C_H) 的参数化关系式 (C_H-I_{NDV}) 和青藏高原 70 个常规气象观测资料, 计算了青藏高原全区的逐月地表热力输送系数 (C_H), 讨论了其时空分布特征, 并在此基础上计算了高原 70 个常规台站的感热通量 (SSHF) 序列, 并与已有感热资料进行了对比。随后, 探讨了地面感热通量的气候特征及其年际变化与气候因子的关系。结果表明: 高原地区的 C_H 值具有明显的空间差异和季节差异, 表现为东高西低、夏季大、冬季小的特点。感热的年际变化在冬季主要响应于地气温差的变化, 夏季则受地面风速影响较大; 由于风速减小趋缓, 地气温差增大, 变化趋势在 2003 年前后由减弱趋势转变为增强趋势, 这种趋势的转变最早发生在 2001 年秋季, 且在高原全区具有较好的一致性。

关键词 青藏高原 地面感热 归一化的动态植被指数

文章编号 1006-9895(2016)05-1009-13

中图分类号 P404

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15225

Characteristics of Surface Sensible Heat Flux Calculated from Satellite Remote Sensing and Field Observations in the Tibetan Plateau

DAI Yifei^{1,2}, WANG Hui^{1,2,3}, and LI Dongliang^{1,2}

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000

Abstract Based on normalized difference vegetation index(NDVI) data for the period of July 1981 to December 2012 from National Aeronautics and Space Administration(NASA) and observations collected at 70 meteorological stations in

收稿日期 2015-07-03; 网络预出版日期 2016-01-05

作者简介 戴逸飞, 男, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候变化和预测的研究。E-mail: 471321023@qq.com

通讯作者 李栋梁, E-mail: lidl@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2013CB956004, 国家自然科学基金项目 41305080、91337109, 中科院寒旱区陆面过程和气候变化重点实验室开放课题 LPCC201103, 成都高原气象研究所开放课题 IPM2011010, 高原大气与环境四川省重点实验室开放课题 PAEKL-2013-C3

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2013CB956004), National Natural Science Foundation of China (Grants 41305080, 91337109), Open Project Program of the Key Lab of LPCC (Grant LPCC201103), Open Project Program of Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu (Grant IPM2011010), Open Project Program of the Key Lab of PAEKL (Grant PAEKL-2013-C3)

the Tibetan Plateau, the C_H-I_{NDV} parametric relational expressions which giving the relationship between NDVI and surface heat transfer coefficient (C_H) are used to calculate monthly mean surface heat transfer coefficient (C_H) over the entire plateau. Characteristics of spatial distribution and temporal variability of the C_H are discussed, and monthly mean surface sensible heat fluxes (SSHF) at the 70 meteorological stations have been calculated using a bulk transfer method. Results are compared with available observations. Climatic features of SSHF and the relationship between SSHF and climatic factors are then analyzed. Results show that the C_H value has significant spatial and seasonal differences with high values in eastern Plateau and in the summer and low values in western Plateau and in the winter. The interannual variation of SSHF is mainly affected by changes in surface wind (v) in the summer, while in the winter it is largely affected by changes in the difference between surface temperature and air temperature ($T_s - T_a$). Since the decreasing trend of v slowed down in 2003 while $T_s - T_a$ increased at the same time, interannual changes in SSHF switched from decreasing to increasing at around 2003. Note that such a switch first occurred in the autumn of 2001 over the entire plateau.

Keywords Tibetan Plateau, Surface sensible heat flux, Normalized difference vegetation index

1 引言

青藏高原占我国陆地面积的四分之一, 平均海拔高度在 4 km 以上, 地形复杂, 号称“世界屋脊”或“地球第三极”。受高原表面感热通量所驱动, 高原及其周边上空大气在冬季强烈下沉、夏季强烈上升, 称之为“感热气泵”(吴国雄等, 1997)。诸多研究表明, 高原地表感热加热对高原局地天气系统、我国天气气候、亚洲季风区环流等有着重要的影响(吴国雄等, 2005; 赵勇和钱永甫, 2007; Zuo et al., 2011; 田珊儒等, 2015), 朱玉祥等(2009)指出冬季高原积雪同样通过影响地面感热的途径影响我国天气气候。因此, 研究高原地面感热通量的时空变化及其异常规律具有重要的意义。由于高原地形复杂, 测站较少, 直接观察得到的感热资料较少, 且各模式输出的感热通量资料在高原上的不确定性较大(竺夏英等, 2012)。高原感热的估算仍然存在较大的争议。

在利用整体输送法计算感热通量时, 地表热力输送系数 C_H 的选取存在较大争议。Cressman(1960)考虑地表的形状阻力, 认为高山地区的地表热力输送系数约为 0.005~0.009, 叶笃正和高由禧(1979)据此取地表热力输送系数为 0.008。陈万隆和翁笃鸣(1984)利用第一次青藏高原大气科学实验数据, 根据地表能量平衡倒算方法, 提出了旬平均 C_H 的经验公式, 在 2800 m 以上, C_H 与风速成反比。Chen et al. (1985) 采用该方案估算了高原平均 C_H 为 0.0036。章基嘉等(1988)研究表明, 高原地区 C_H 值为 0.004~0.005。Zhao and Chen (2000) 利用月平均 C_H 值, 发展了一个包含地面气温 T_a 、风速、相对湿度和总云量多参数拟合的 C_H 值估算公式,

但是由于该公式包含的参数较多, 没有得到较广泛应用。Zhang et al. (2002) 研究表明, 高原地表热力输送系数在白天基本保持定值, 晚上略小。李国平等(2002)利用中日亚洲季风机制合作研究计划设在西藏的 4 个自动气象站获得的 5 年多的资料计算了 4 站逐日的地表热力输送系数, 结果表明: 各站点的地表热力输送系数存在明显的年变化, 夏季达到最大值, 冬季最小, 而年际变化相对较小, 且高原东部站点的 C_H 大于西部站点。Yang et al. (2009) 基于微气象理论, 同时考虑大气稳定性和热力粗糙度的影响, 提出了新的参数化方案。然而, 这些方案在地表 C_H 的选取上存在一定差异, 且由于仅少数几个站点有直接观测。到目前为止, 对青藏高原地表 C_H 的估算仍存在很大的不确定性。

近年来, 随着卫星遥感技术的发展, 积累了大量与植被相关的遥感数据, 其中, NDVI 指数(归一化的动态植被指数)是植被生长状态和覆盖程度的最佳指示因子, 高原地区生态保护较好, 人类活动对下垫面状况的影响较少, NDVI 值的大小几乎可以直接反映下垫面的状况。王慧和李栋梁(2012)利用 NDVI 遥感数据结合野外科学实验站地面观测资料研究得到西北地区不同下垫面的 C_H-I_{NDV} 参数化关系式, 且估算结果较为可靠。利用同样方法得到高原地区不同草甸下垫面的 C_H-I_{NDV} 参数化关系式, 这在一定程度上弥补了以往计算高原地面感热通量将地表 C_H 取定值的不足。本文利用该参数化关系式, 结合高原 70 个气象台站的地面常规观测资料, 计算了高原地区 1981 年 7 月至 2012 年 12 月的地面感热序列, 并对其基本气候特征和年际变化规律进行了详细的分析, 讨论了地面感热变化的可能原因, 以期高原地表热力作用影响研究奠定

良好的基础。

2 资料与方法

2.1 资料介绍

选取青藏高原主体区域 ($26^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$) 的 70 个常规气象站逐月平均观测资料, 区域尺度感热通量采用总体输送公式计算其地表感热通量:

$$H = \rho_s c_p C_H |v| (T_s - T_a), \quad (1)$$

其中, ρ_s 为干空气密度 (单位: kg m^{-3}), 根据干空气的状态方程 $\rho_s = p_s / R_d T_a$ 确定, p_s 为本站气压 (单位: hPa), $R_d = 287.05 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, 为干空气比气体常数; T_a 为测站百叶箱 (距离地面 1.5 m 处) 气温 (单位: K); $c_p = 1004.07 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, 为干空气定压比热; T_s 为 0 cm 地面温度 (单位: K); v 为测站 10 m 高度处风速 (单位: m s^{-1}); C_H 为地表热力输送系数, 是无量纲量, 对 C_H 的估算, 利用青藏高原不同草甸下垫面 C_H - I_{NDV} 参数化关系式进行估算:

$$C_H = \begin{cases} -0.0017I_{\text{NDV}}^2 + 0.0041I_{\text{NDV}} + 0.0028 & 0.5 \leq I_{\text{ave}} < 1 \\ 0.0119I_{\text{NDV}}^2 - 0.0029I_{\text{NDV}} + 0.0031 & 0.35 \leq I_{\text{ave}} < 0.5 \\ 0.0067I_{\text{NDV}}^2 - 0.0001I_{\text{NDV}} + 0.0033 & 0 < I_{\text{ave}} < 0.35 \end{cases} \quad (2)$$

其中, I_{ave} 为 1982~2012 年各站 5~9 月 NDVI 的多年平均, 其中当 $0.5 \leq I_{\text{ave}} < 1$ 时, 下垫面判定为长草甸; 当 $0.35 \leq I_{\text{ave}} < 0.5$ 时, 下垫面为短草甸; 当 $0 < I_{\text{ave}} < 0.35$ 时, 下垫面为稀疏草甸。NDVI 数据选取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制作的 1981 年 7 月至 2012 年 12 月每 15 天合成的 GIMMS (Global Inventory Modeling and Mapping Studies) 第三代 NDVI (NDVI3g) 数据集, 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。

在青藏高原地表感热特征的研究中, 剔除了连续缺测大于 1 个月和数据存在明显不连续的测站后, 整理得到了 74 个常规气象站的月平均观测资料。由于高原西部区域大, 测站少, 测站难以代表该地区要素变化, 因此本文仅研究高原中部和东部较为均匀的 70 个常规气象站 (图 1)。

采用公式 (2) 计算出 1981 年 7 月至 2012 年 12 月高原中部和东部地区 70 个测站逐月的 C_H , 并对高原地区地表 C_H 值的时空特征进行分析, 再将 C_H 值和各个气象台站观测的气象要素 (p_s 、 T_s 、 T_a

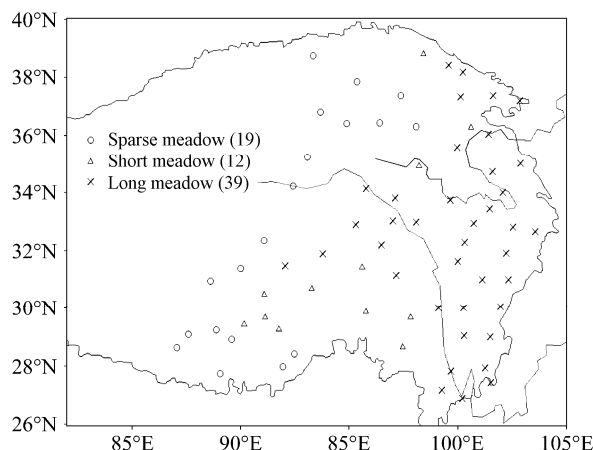


图 1 青藏高原 70 个测站类型及其分布 (○: 稀疏草甸; △: 短草甸; ×: 长草甸)

Fig. 1 Distribution of the 70 observation stations in the Tibetan Plateau (○: Sparse meadow, △: Short meadow, ×: Long meadow)

和 v) 的月平均资料代入公式 (1), 得到历年逐月感热序列 (简称 SH)。本文首先, 将计算的高原感热资料与高原地区 NCEP2 地面感热通量再分析资料集 (水平分辨率为高斯网格, 时段为 1982 年 1 月至 2012 年 12 月) 以及 Yang et al. (2009) 基于微气象学的相似理论和湍流实验观测资料, 考虑了各要素日变化的影响, 应用 CMA 台站资料计算的感热通量进行了对比, 接着分析了感热计算值的年变化、季节变化、年际变化和空间分布特征, 最后讨论了感热异常变化与下垫面要素的可能联系。

2.2 方法介绍

本文使用的主要方法均为一些常规的气象统计方法, 包括序列的标准化、Mann-Kendall (MK) 检验、相关分析以及气候趋势分析等 (魏凤英, 2007), 下面对部分方法进行简单的介绍。

2.2.1 序列的标准化

比较不同气象要素的变化差异时, 为了消去单位量纲不同所造成的影响, 对各个要素序列进行标准化处理。公式如下:

$$y(i) = \frac{x(i) - \bar{x}}{s}, \quad (3)$$

其中, $\bar{x}$ 为原序列的平均值, s 为原序列的均方差, 经过标准化处理后的资料均值为 0, 均方差为 1, 无单位, 可以较好地比较不同变量的异常程度。

2.2.2 MK 检验

通过 MK 检验可以确定感热变化趋势转变的年份。对于具有 n 个样本量的时间序列 x , 构造一秩

序列:

$$S_k = \sum_{i=1}^k r_i, \quad k=2, 3, \dots, n \quad (4)$$

其中,

$$r_i = \begin{cases} +1, & x_i > x_j \\ 0, & x_i \leq x_j \end{cases}, \quad j=1, 2, \dots, i \quad (5)$$

可见, 秩序列 S_k 是第 i 个时刻数值大于 j 时刻数值个数的累计数。

在时间序列随机独立的假定下, 定义统计量:

$$UF_k = \frac{[S_k - E(S_k)]}{\sqrt{\text{var}(S_k)}}, \quad k=1, 2, \dots, n \quad (6)$$

其中, $UF_1=0$, $E(S_k)$ 和 $\text{var}(S_k)$ 分别是是累计数 S_k 的均值和方差, 在 $x_1, x_2, \dots, x_n$ 相互独立, 且具有连续分布时, 它们可由下式算出:

$$\begin{cases} E(S_k) = \frac{k(k-1)}{4} \\ \text{var}(S_k) = \frac{k(k-1)(2k+5)}{72} \end{cases} \quad k=2, \dots, n \quad (7)$$

当 UF_k 增大时则表示序列有下降趋势, 减小时则表示序列有上升趋势。

2.2.3 气候变化趋势分析

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:

$$\hat{x}_i = \hat{a} + bt_i, \quad i=1, 2, \dots, n \quad (8)$$

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:

$$\begin{cases} b = \frac{\sum_{i=1}^n x_i t_i - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n x_i) (\sum_{i=1}^n t_i)}{\sum_{i=1}^n t_i^2 - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n t_i)^2} \\ a = \bar{x} - b\bar{t} \end{cases}, \quad (9)$$

其中, $\bar{x}$ 和 $\bar{t}$ 为变量和时间序列的平均值, 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。一般将 $b \times 10$ 称为气候倾向率。

3 高原地表热力输送系数 C_H 值变化特征分析

计算各站点的 C_H 时, 为了避免卫星单点的观测误差, 同时考虑气象台站的代表范围, 取气象站

周围 $9 \times 9 \text{ km}$ 的网格区域的平均 NDVI 作为该站点的 NDVI 值。根据各站点 5~9 月 NDVI 多年平均值将站点分为长草甸、短草甸和稀疏草甸下垫面, 分别带入公式 (2) 得到各站点 1981~2012 年逐月的 C_H 值。由于未获取高原沙漠和森林地区的野外科学试验站, 因此, 本文 C_H - I_{NDV} 参数化关系式的适用范围进行延伸, 沙漠站利用稀疏草甸关系式计算, 计算结果约为 3.3×10^{-3} , 年变化较小, 相对于周明煜等 (2000) 高原戈壁沙漠地区 (改则观测站) 的观测结果 2.2×10^{-3} 偏大; 森林站利用长草甸关系式计算, 结果与 Wang and Ma (2011) 藏东南野外科学试验站的观测结果相比, 年变化特征和数值的量级均相同, 但是冬季值较大, 夏季值较小, 其具体的适用性有待进一步验证。从图 2a 中可以看出, 高原区域年平均的 C_H 值约为 3.8×10^{-3} , 与前人的研究结果基本一致 (Chen et al., 1985; Yang et al., 2009)。年内呈单峰型分布, 8 月达到最大为 4.3×10^{-3} , 3 月最小为 3.5×10^{-3} , 夏半年值较大且变化幅度也较大, 冬半年值较小且变化幅度也较小。在年际变化上, 年平均的 C_H 值的变化幅度相对较小, 主要在 $3.77 \times 10^{-3} \sim 3.87 \times 10^{-3}$ 之间波动, 这种年内和年际变化特征也与前人的研究结果基本一致 (李国平等, 2002)。因此可以认为, C_H 的变化更多的体现在年变化上, 尤其夏半年 4~11 月, C_H 值的大小有明显的差异, 这对地表感热的年变化必然存在一定的影响, 而年际变化上, 尽管 C_H 值变化幅度相对较小, 但是其对地表感热变化的作用仍然是不可忽视的。

除了年变化和年际变化外, C_H 还存在空间差异。李国平等 (2002) 研究发现, 不同地区的 4 个试验站的 C_H 是存在明显差异的, 那么结合卫星资料得到的 C_H 是否也具有空间的差异性, 这样的差异性主要体现在哪些区域?

图 3 给出了通过遥感资料估算得到的高原地区四季高分辨率地表热力输送系数 C_H 值的空间分布。可以看出, 冬季高原地表热力系数全区一致偏小, 约为 3.0×10^{-3} , 仅东南部地区偏大, 超过了 4.4×10^{-3} 。其他季节, 不同区域的 C_H 值存在明显差异, 大体表现为东高西低的空间分布, 高原西部的 C_H 值全年均较小, 约为 $3.0 \times 10^{-3} \sim 4.0 \times 10^{-3}$, 且季节的变化幅度较小, 柴达木盆地和藏北高原全年均无明显变化。此外, 念青唐古拉山虽然处于高原东南部地区, 但是可能由于其海拔较高且常年积雪覆

盖，植被偏少，该地区 C_H 值的大小和季节变化与高原西部地区相似，比周围地区明显偏小。高原东部与西部相比， C_H 值存在明显的季节差异。在高原东部地区，冬季是地表 C_H 值最小的季节，约为 4.0×10^{-3} ，随着季节变暖， C_H 值逐渐增大，到夏季达到最大，大部分区域超过了 4.6×10^{-3} ，且夏季是高原东西部地表 C_H 值差异最大的季节，秋季 C_H 值开始减小。这与高原东部地区降水偏多，且降水存在明显的季节差异，下垫面状况也随之改变有关。

C_H 的空间分布对高原边界的刻画也非常明显。

从图 3 可以明显看到，在高原南部边界两侧的 C_H 存在明显的差异，高原内的 C_H 明显偏小。随着季节转化，高原东南部 C_H 从春季开始显著增大，增大的趋势自高原东南向西北推进，夏季高原东南部边界两侧的差异逐渐减小，到秋季，高原东南部 C_H 开始有所减小。这种 C_H 值自东南向高原内部逐步增大的变化特征可能与高原外部水汽通过高原东南部的水汽通道向高原中部输送，高原降水自东南向西北逐步推进密切相关。

从上述分析可以看出，高原地表 C_H 的空间分

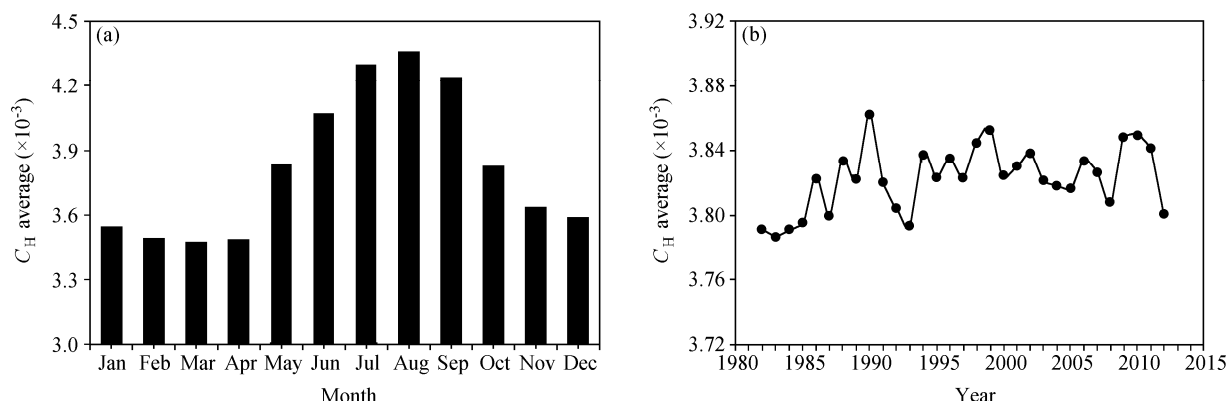


图 2 1982~2012 年高原 70 站平均的多年平均 C_H (a) 年变化和 (b) 年际变化

Fig. 2 (a) Seasonal and (b) interannual changes in the average of surface heat transfer coefficients at the 70 stations in Tibetan Plateau from 1982 to 2012

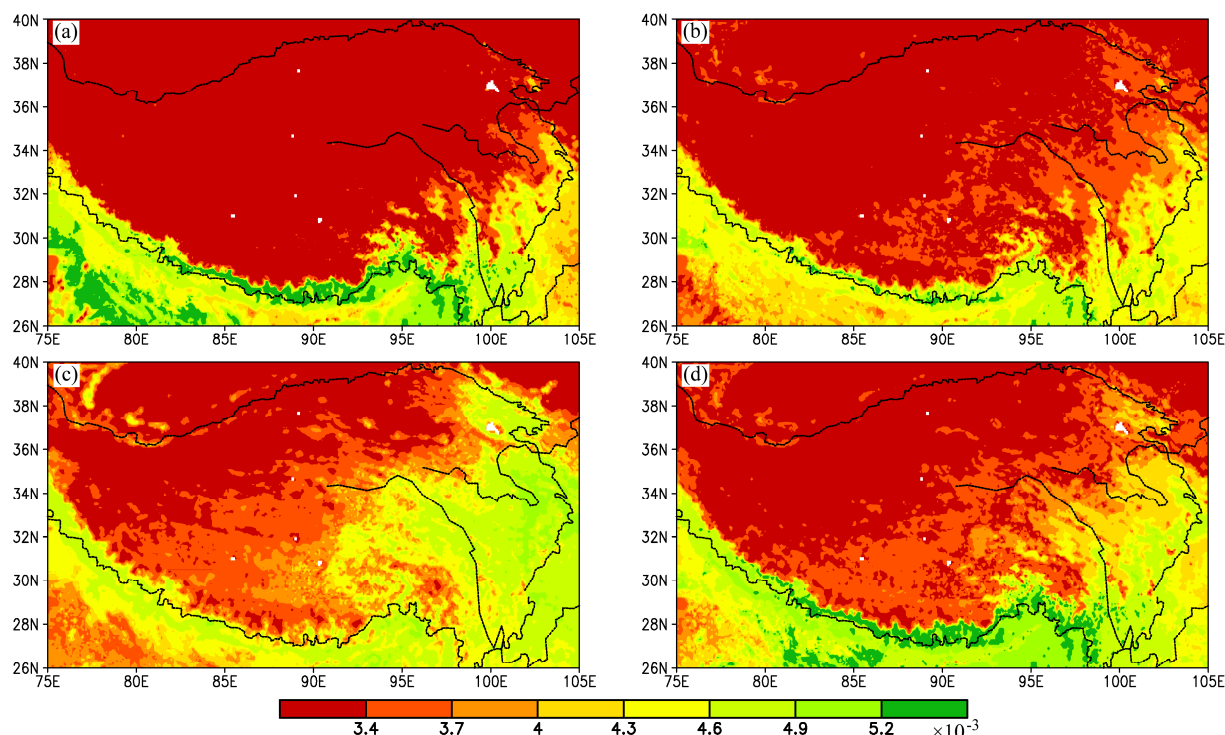


图 3 1982~2012 年平均青藏高原各季地表热力输送系数的空间分布：(a) 冬季；(b) 春季；(c) 夏季；(d) 秋季

Fig. 3 Spatial patterns of multi-year averaged surface heat transfer coefficients in the four seasons in the Tibetan Plateau for the period of 1982 to 2012: (a) Winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn

布存在明显的差异,其中下垫面类型,海拔高度等对 C_H 的大小和变化均有影响。这对高原地表感热分布的影响是不可忽视的。所以,在计算高原地表感热过程中,将其地表 C_H 值简单取定值是不合适的。

4 地面感热计算值与其他感热资料的比较

根据第三节计算的台站 C_H 结合常规气象观测资料基于总体输送公式计算了 1982~2012 年各站逐月的地面感热通量序列。为了进一步验证本文计算的感热的合理性,选取现有的 2 套资料,分别为 NCEP-DOE 以及 Yang et al. (2009) 基于微气象学的相似理论和湍流实验观测资料,考虑了各要素日变化的影响,发展的应用 CMA 台站资料计算感热通量的物理方法所得结果(简称 YK)。对 3 套资料地面感热的时空分布特征进行比较。

NCEP 提供了连续性好、时间序列长的全球地面感热等再分析格点资料(Kalnay et al., 1996)。宋敏红等(2000)、魏丽和李栋梁(2003)分别对 NCEP1 和 NCEP2 的地面通量资料与实际观测资料

进行了对比,结果表明两套资料均能反映高原地区地面通量的实际变化情况,但存在一定的差异。NCEP2 相对于 NCEP1 修正了一些人为错误,并且增加了对美国气候预测中心(CPC)全球综合分析降水(CMAP)的简单同化,修改了数值模式中的一些物理过程和参数化方案,改善了土壤湿度,近地表温度和辐射通量等的模拟(Kanamitsu et al., 2002)。竺夏英等(2012)评估了 8 套地面感热通量资料(包括多套再分析资料和基于台站观测资料估算的感热通量),几套资料中高原地面感热通量均具有年际变化的一致性以及共同的显著减弱趋势,NCEP2 与观测值的夏季平均感热的空间分布特征最为接近,且资料内部的一致性较好,NCEP2 中感热与地气温差和风速的关系综合来看也是最好的。因此,在多套再分析资料中选取 NCEP-DOE 再分析感热通量资料进行对比。此外,已有研究表明考虑 C_H 日变化对高原地表感热的定量和长期趋势均有一定影响(Ma et al., 2002; Yang et al., 2003), C_H-I_{NDV} 关系式无法考虑该因素,因此,有必要与考虑日变化影响计算的感热通量进行比较分析。

图 4 给出了高原地面感热通量计算值(图 4a)、

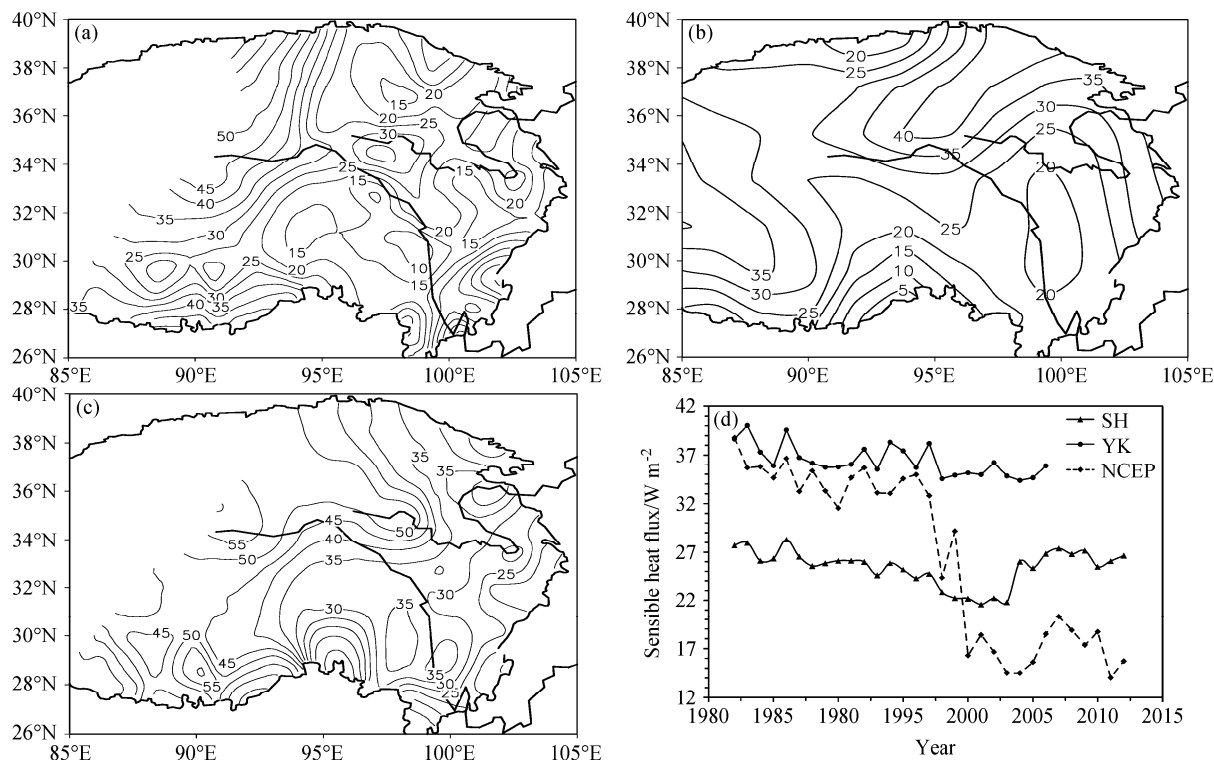


图 4 青藏高原 (a) 地面感热通量计算值、(b) NCEP2 地面感热通量再分析值和 (c) YK 值的年平均分布及 (d) 其年际变化(单位: $W m^{-2}$)

Fig. 4 Spatial distributions of annual-mean surface sensible heat fluxes from (a) calculations of the present study, (b) NCEP2 reanalysis data, and (c) YK data in the Tibetan Plateau for the period of 1982 to 2012, and (d) their interannual changes. Units: $W m^{-2}$

NCEP2 地面感热通量再分析值(图 4b)和 YK 值(图 4c)年平均的空间分布及其年际变化。由于获取的 YK 资料仅到 2006 年,因此 3 套资料的空间分布为 1982~2006 年的多年平均。为了更好地比较几套资料的异同点,本文计算值仅选取了与 YK 资料中相同的 65 个站点,计算年平均值时,利用双线性插值将 NCEP 格点资料插值到了这 65 个台站上。从图 4a 中可以看出,高原地区地面感热通量年平均值均为正值,高原西部强于东部,地表向大气输送感热。在柴达木盆地西部和藏南谷地均有很强的感热输送,最强区域位于柴达木盆地西北端的冷湖(38.75°N, 93.33°E)和高原南部的错那(27.98°N, 91.95°E),达到 55 W m^{-2} 。这与图 4c 中 YK 资料的结果基本相似,而图 4b 中 NCEP 资料对这两个大值区的感热估计都是偏小的。冷湖和错那分别位于天山山口和藏南谷地的喜马拉雅山区,受地形作用的影响,平均风速达到 4 m s^{-1} ,相较于高原东部地区明显偏大,与高原中西部地区相当。同时,这两地的地气温差与高原中西部地区相比明显偏大。可以认为,该区域地面感热输送受小气候特征和地形作用的影响比较显著,因此,网格较粗的 NCEP 资料对该区域的估计出现偏差是可以理解的。此外, YK 资料考虑了要素的日变化,所以感热计算结果要大一些。位于高原东南部的昌都(31.15°N, 97.17°E)及其周边区域由于降水相对较多,植被茂盛,是高原上感热最弱的区域,约为 10 W m^{-2} 。此外玉树(33.02°N, 97.02°E)、日喀则(29.25°N, 88.88°E)以及拉萨(29.67°N, 91.13°E)附近感热也相对较小,这在 YK 和 NCEP 资料中也都有体现。总的来说,空间分布上,三套资料大尺度的特征是相似的,表现为西强东弱,东南部感热输送最小的特征。但是,选用台站资料计算的两套资料,感热分布的局地特征更加明显,突显了空间分布的不均匀性,较好体现出了各气象站所在区域的小气候特征。同时,两套台站资料对高原东部感热的小气候特征描述仍然存在一定的差异。

从年际变化上看(图 4d),3 套资料是存在一定的差异的。首先,在均值上,SH、NCEP 和 YK 值分别为 25.77 W m^{-2} 、 26.81 W m^{-2} 和 36.41 W m^{-2} 。SH 与 NCEP 虽然均值接近,但是两者的年际变化存在明显的不同, NCEP 值在 1995 年之前明显偏大,随后的 5 年内迅速减小。2000 年之后明显偏小。YK 资料将一日 4 次的气象资料降尺度到了半小时

一次,考虑了要素的日变化,所以,计算得到的感热平均值较大。但是,SH 与 YK 值的年际变化和趋势特征是较为一致的,1982~2006 年两者的感热值的相关系数为 0.65,通过了 0.01 的显著性水平检验。这说明是否考虑气象资料的日变化对感热的定量计算存在一定的影响,而在其长期趋势的反映上影响较小。

综合来讲,本文利用整体输送公式计算地面感热通量的过程中,选用的站点较密,并且由卫星遥感与野外试验站观测资料相结合得到的参数化公式(2)来估算地表参数 C_H ,比以往的经验方法计算高原地面感热通量有了较大的改进,具有一定的参考意义。通过与现有资料的比较,也证明了该资料一定程度上的合理性。

5 地面感热通量的基本特征

5.1 地面感热通量的年变化

通过第四节对 3 套感热资料的时空分布特征的对比分析,一定程度上证明了本文计算的感热值的合理性,但是,各套资料的时空变化特征仍然存在明显的差异。因此,下面将对本文计算的感热资料的气候特征进行分析。首先,简单地比较了将 C_H 取定值和利用 C_H-I_{NDV} 参数化关系计算的高原感热的差异。图 5 给出了两种方案得到的 1982~2012 年高原地区 70 站多年平均感热值的年变化,SH1 和 SH2 分别为利用 C_H-I_{NDV} 参数化关系和 C_H 取定值(4.0×10^{-3})(Yang et al., 2009)计算得到的高

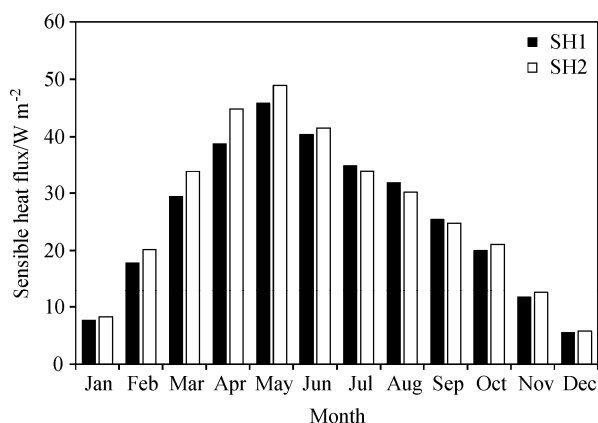


图 5 1982~2012 年高原 70 站平均的多年平均地表感热(单位: W m^{-2})逐月演变 (SH1 为利用 C_H-I_{NDV} 参数化关系计算 C_H , SH2 为 C_H 取定值 4.0×10^{-3})

Fig. 5 Monthly changes in multi-year averaged surface sensible heat fluxes (units: W m^{-2}) in the Tibetan Plateau for 1982–2012 (SH1: calculate C_H by C_H-I_{NDV} , SH2: $C_H=4.0 \times 10^{-3}$)

原地区区域平均的地面感热通量。从图 5 可以看出, 两种方案计算得到的感热通量的变化特征和值的大小基本是一致的, 全年感热均为正值, 由地表向大气输送热量, 年内均呈单峰型变化, 12 月最小, SH1 和 SH2 分别为 5.56 W m^{-2} 和 5.78 W m^{-2} , 柴达木盆地为高原感热最弱区域, 方案 1 计算得到位于柴达木盆地南端的诺木洪 (36.43°N , 96.42°E) 12 月感热值最小为 -26.9 W m^{-2} 。5 月区域平均的地面感热通量达到最大, SH1 和 SH2 分别为 45.87 W m^{-2} 和 48.96 W m^{-2} 。此时, 柴达木盆地反而成为高原感热最强区域, 方案 1 计算得到位于柴达木盆地西北端的冷湖 (38.75°N , 93.33°E), 5 月感热值最大为 95.43 W m^{-2} 。尽管, 两种方案得到的感热通量的年变化特征和值的大小基本是一致的, 但是, 从逐月对比上可以发现, 两者仍然存在明显的差异。由于当 C_H 取定值时, 忽略了 C_H 值的年变化, 在一定程度上高估了冬半年的 C_H 值, 低估了夏半年的 C_H 值, 从而使得计算得到的感热值冬季偏大, 夏季偏小。从图 5 中可以看到, 冬半年 SH2 明显大于 SH1, 尤其在 C_H 最小的四月, 两者的差异尤为明显, 随着夏半年 C_H 的增大, SH1 与 SH2 的差逐渐减小, 在 7、8、9 月, SH1 均大于 SH2。这说明与利用参数化关系计算 C_H 相比, 取定值计算高原地区的地面感热, 忽略了 C_H 值的年变化, 对感热变化特征的刻画存在一定偏差。

5.2 地面感热通量的季节变化

通过 5.1 节的分析, 我们对高原地面感热通量的年变化特征有了一个整体的了解。下面将分别讨论高原地面感热通量在各个季节的空间分布特征及其差异。图 6 给出了 1982~2012 年青藏高原四季多年平均地面感热通量的分布。

冬季 (DJF) 是青藏高原地面感热通量最小的季节 (图 6a), 大部分地区感热通量小于 20 W m^{-2} , 柴达木盆地东部是冬季地面感热最弱的区域, 在一 20 W m^{-2} 以下。此外, 在昌都附近也有小部分负值区域, 其余地区均为正值, 表明青藏高原在冬季整体仍然向大气输送感热。冬季高原地面感热相对较强的区域主要位于高原南部的错那附近, 达到了 38 W m^{-2} 。

春季 (MMA; 图 6b), 与冬季相比, 地面感热通量有了明显的增大, 全区均为正值, 由地表向大气输送感热。感热的分布形势与冬季相比也有了明显的不同。可以看到, 感热增大最显著的区域为高

原西部和北部地区, 平均增大 40 W m^{-2} , 尤其是柴达木盆地西北端的冷湖, 地面感热通量达到了 73.9 W m^{-2} 。整个柴达木盆地的地表感热通量相比于冬季增大 60 W m^{-2} 。高原东部和南部地区的感热的大小和增幅相对西部和北部地区都是偏小的, 平均增幅仅 20 W m^{-2} 左右, 这可能与高原降水分布有一定联系。高原西北部地区较东南部降水明显偏少, 更为干燥 (齐文文等, 2013), 有利于感热的增强。

夏季 (JJA; 图 6c) 地面感热通量的分布形势与春季相似, 高原全区的感热通量仍然较强。但是其北部和南部表现为相反的变化。可以看到, 高原北部的柴达木地区, 由于地表干燥, 地气温差持续增大, 地面感热通量持续增强, 位于其西北端的冷湖地区仍然是高原感热最强的区域, 达到了 93 W m^{-2} 。而高原南部和东部地区由于高原雨季的来临, 降水增多, 潜热增强的缘故, 地面感热通量有所减小, 减小最显著的区域为高原东南端的丽江 (26.87°N , 100.22°E) 及其周边地区, 减小超过 20 W m^{-2} 。

秋季 (SON; 图 6d) 高原地面感热通量迅速减小, 除了南部的错那及其周边区域外, 其余地区感热均小于 40 W m^{-2} , 分布形式与冬季相似, 但是感热值比冬季高出 $10\sim 20 \text{ W m}^{-2}$ 。此时, 高原全区仍然均为正值, 但是感热值较小。诺木洪、玉树和日喀则分别是高原北部、东南部和西南部的三个低值中心, 其感热大小分别为 5.9 W m^{-2} 、 5.5 W m^{-2} 和 8.7 W m^{-2} 。

总体来说, 高原地面感热输送从冬季到春季有明显的增强, 夏季到秋季有明显的减弱。大部分地区感热全年均为正值, 地表向大气输送感热, 只有柴达木盆地东部和中东部的昌都附近在冬季感热值为负。高原北部柴达木盆地及周边地区的地面感热季节变化较大, 而南部地区的地面感热季节变化较小。

5.3 地面感热年际变化

图 7 为 1982~2012 年各季节青藏高原 70 站平均地面感热通量的年际变化。从图 7 中可以看出, 春季感热最强, 区域平均感热通量在 $31\sim 42 \text{ W m}^{-2}$, 夏秋次之, 冬季最弱, 只有 $7\sim 16 \text{ W m}^{-2}$ 。通过根据各个季节感热通量年际序列的 MK 检验的结果发现, 各季节感热均在 2003 年出现明显的变化趋势的转折, 由之前的减弱趋势转变为增强趋势。因此对各季节 2003 年前后原序列和 MK 构造的 S_k 序列进行分析, 以确定转折发生的具体年份。

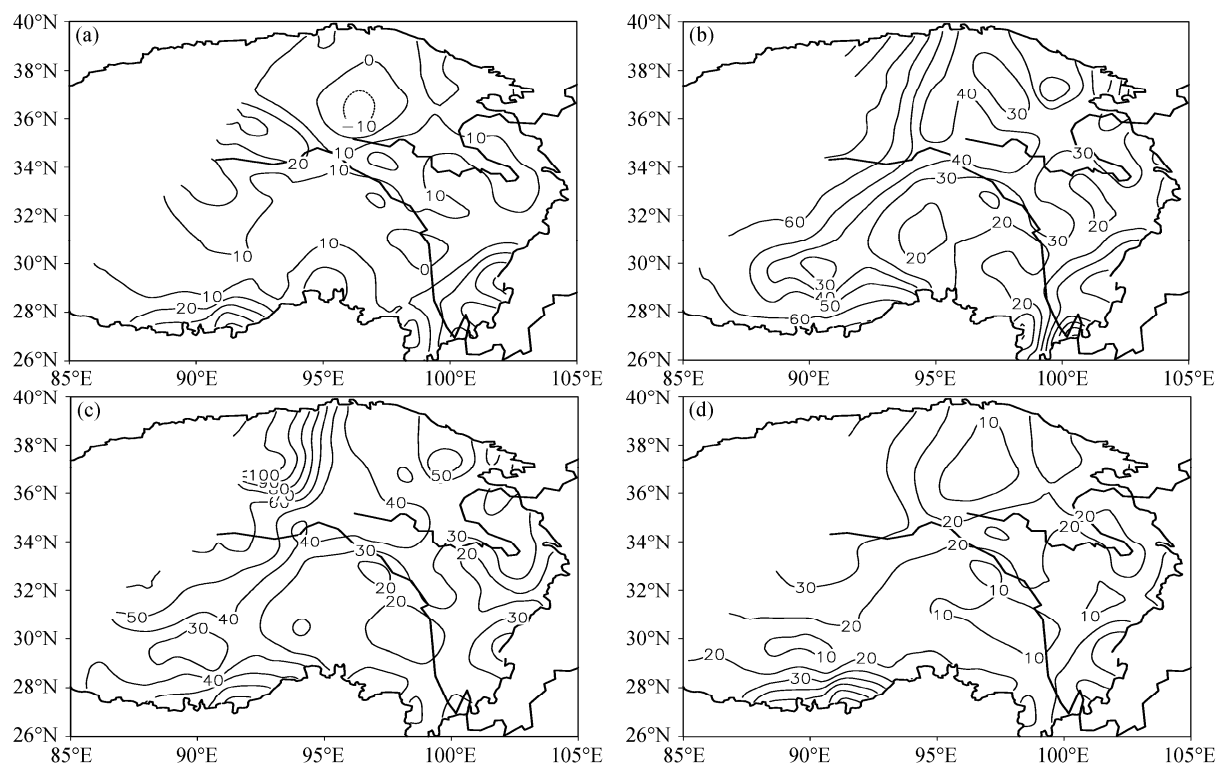


图6 1982~2012年平均青藏高原各季地面感热通量(单位: W m^{-2})的空间分布: (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季

Fig. 6 Distributions of averaged surface sensible heat fluxes (units: W m^{-2}) in the four seasons in the Tibetan Plateau over the period of 1982–2012: (a) Winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn

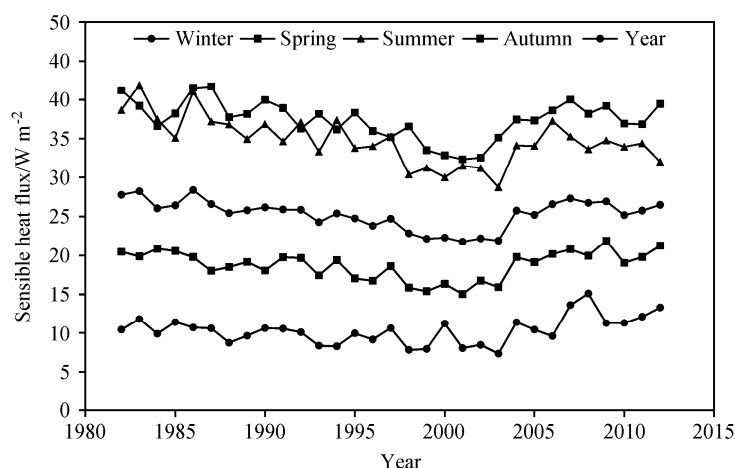


图7 1982~2012年各季节青藏高原地面感热通量(单位: W m^{-2})的年际变化

Fig. 7 Interannual change of the surface sensible heat fluxes (units: W m^{-2}) in the Tibetan Plateau in four seasons of 1982–2012

计算发现秋季地表感热在2001年达到最小值,2001年后, S_k 从保持不变开始持续加速增大,即地表感热呈持续增强趋势,因此将2001年作为秋季地面感热通量变化趋势转折年。同样的方法判断得到春季感热变化趋势转折的年份为2002年,冬季、夏季和全年的均为2003年。表1给出了不同季节的转折年份以及不同时期的地面感热通量的气候倾

向率。夏季的减弱趋势最强,气候倾向率达到了 $-4.66 \text{ W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$,冬季的减弱趋势最小,倾向率为 $-1.29 \text{ W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$,各个季节的减弱趋势均通过了0.01的显著性水平检验。秋季最早在2001年发生转变,2001~2012年的倾向率达到了 $4.59 \text{ W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$,通过了0.01的显著性水平检验,随后春季在2002年趋势发生转变,2002~2012年的倾

向率达到了 $3.93 \text{ W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$ ，通过了 0.05 的显著性水平检验。夏季和冬季均在 2003 年发生转变，2003~2012 年的倾向率分别为 $1.55 \text{ W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$ 和 $4.2 \text{ W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$ 。

表 1 1982~2012 年各季节青藏高原地面感热通量的气候倾向率[单位: $\text{W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$]

Table 1 The climatic tendency rate [unit: $\text{W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$] of the surface sensible heat fluxes in the Tibetan Plateau in four seasons of 1982–2012

	转折年份	气候倾向率/ $\text{W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$		
		转折前	转折后	1982~2012 年
春季	2002	-3.76**	3.93*	-0.8
夏季	2003	-4.66**	1.55	-1.94**
秋季	2001	-2.58**	4.59**	-0.003
冬季	2003	-1.29**	4.2	0.55
全年	2003	-2.95**	2.52	-0.54

注: *表示通过 0.05 的显著性水平检验, **表示通过 0.01 的显著性水平检验。

为了进一步讨论这种感热变化趋势转变的现象是在整个高原地区均存在还是仅发生在部分区域, 分别对各个站点的气候倾向率进行了分析, 由于感热变化趋势的转变最早在秋季发生, 且前后两个时段的气候倾向率均通过了 0.01 显著性水平检验, 因此, 下文主要以秋季为例对趋势转变前后, 气候倾向率的空间分布进行讨论, 图 8 给出了秋季高原各站点不同时期地面感热的气候倾向率。首先, 从 1982~2012 年整体来看 (图 8a), 高原地区地面感热表现为北部增强, 南部减弱的南北反向变化特征, 高原中部地区各站点感热的变化趋势相对较小。从 1982~2001 年各站点气候倾向率的分布 (图 8b) 可以看到, 高原大部分地区均表现为显著的减弱趋势, 大部分站点感热的气候倾向率均小于 $-3 \text{ W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$, 且通过了 0.05 显著性水平检验, 高原北部地区地面感热减弱趋势相对较小, 南部较大。然而在其后的 12 年里 (图 8c), 高原大部分站点感热的变化趋势发生明显的变化, 由之前的减弱趋势转变为增强趋势, 且大多超过了 $3 \text{ W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$, 其中, 高原北部地区的感热增强趋势最为明显, 而南部的增强趋势较小。从上述分析, 可以看出高原地面感热变化特征在本世纪初确实发生了由减弱趋势转变为增强趋势的变化, 整个高原地区均存在这种变化, 具有较好的一致性。其他 3 个季节地面感热气候倾向率变化特征与秋季基本相同, 在此就不多加赘述。地面感热的这种一致的变化特

征必然与下垫面气象要素的变化密切相关, 它们之间有着怎样的关系以及地面感热年际变化的线性趋势转变的可能原因将在下节进行详细分析。

6 地面感热变化与各要素的相关分析

地面感热的变化是受到多个要素的共同影响的, 由公式 (1) 可知, 其强弱变化与下垫面的气象要素包括 10 m 风速 (v)、地气温差 ($T_s - T_a$) 和地表热力输送系数 (C_H) 密切相关。为了了解各个季节地面感热强弱变化与下垫面各要素的关系。首先将 1982~2012 年各个季节高原地面感热的变化与同期的下垫面要素的变化作了相关分析。

表 2 给出了各季节感热变化与下垫面不同要素显著相关的站点比例。从表 2 可以看到, 冬季所有站点的地气温差与感热的关系均通过了 0.01 显著性水平检验 (临界值 0.46), 且大部分站点两者的相关系数超过了 0.9, 尤其是柴达木盆地地区, 相关系数达到了 0.98, 从某种程度上, 我们可以认为高原冬季地气温差的变化可以代表地面感热通量的变化。相对于地气温差, 地面风速与感热的关系仅 41.43% 的站点通过了 0.01 显著性水平检验。随着冬春季转换, 风速和地气温差都迅速增大, 春季是四季中风速最大的季节, 地面感热通量也仅仅略小于夏季, 风速和地气温差自身的变化也变的更加复杂, 地气温差对感热的影响有所减小, 77.14% 的站点通过了 0.01 显著性水平检验, 而风速对感热的影响则显著增加, 68.57% 的站点通过了 0.01 显著性水平检验。到了夏季, 地气温差继续增大, 风速则是迅速减小, 然而由于地气温差在夏季较为稳定, 变化较少, 风速取代地气温差成为了影响地面感热变化最显著的因子, 92.9% 的站点通过了 0.01 显著性水平检验。到了秋季, 地气温差和风速均有所减小, 风速为四季最小值, 地气温差也仅略大于冬季, 地面感热变化对地气温差的依赖性再次提升, 95.7% 的站点通过了 0.01 显著性水平检验, 而对风速的依赖性有所减小, 主要体现在高原中西部的部分站点, 但是整个高原地区仍有 81.4% 的站点通过了 0.01 显著性水平检验。地面热力输送系数 C_H 与地面感热在年际变化的关系相对较小, 但在植被较多的春季和夏季均有 18.57% 的站点通过了 0.05 显著性水平检验, 表明 C_H 值的变化对地面感热年际变化的影响仍然是不可忽视的。综合来看, 感热变化与地气温差和风速的关系最为密切, 表现

为较高的正相关，这与王学佳等（2013）利用 NCEP 再分析资料的研究的结果是一致的。

表 2 青藏高原地面感热的年际变化与各要素的显著相关站的比例

Table 2 The proportion of the station which significant correlation coefficient of the surface sensible heat flux with several surface factors in the Tibetan Plateau

显著水平	要素	年际变化与各要素的显著相关站的比例			
		冬季	春季	夏季	秋季
$\alpha=0.05$	C_H	10.00%	18.57%	18.57%	12.86%
	T_s-T_a	100%	85.71%	90%	97.14%
	v	52.86%	75.71%	94.29%	84.29%
$\alpha=0.01$	C_H	2.86%	7.14%	8.57%	4.29%
	T_s-T_a	100%	77.14%	81.43%	95.71%
	v	41.43%	68.57%	92.86%	81.43%

此外，为了探究各季节地面感热年际变化趋势发生转变的主导因子，本文对 1982~2012 年下垫面各气象要素的变化进行了分析。图 9 给出了 1982~2012 年青藏高原 70 站平均的地面气象要素标准化的年际变化，可以看到受全球变暖的影响，高原地区的地温和气温在 1982~2012 年均表现为持续升高的趋势。2003 年之前，地温和气温增长的速率基本相同，地气温差没有明显的变化趋势；在 2003 年后，地温增长的速率有一定的加快，而气温仍然保持原有的增长速率，这导致 2003 年后地气温差有一定的增大。高原地面风速的变化与地气温差的变化恰好相反，在 2003 年之前，各个季节的地面风速表现为明显的减小趋势，而在 2003 年之后，风速减小的趋势趋缓，仅表现为小幅的年际波动。地面感热通量受风速和地气温差变化的共同作用，因此风速减小趋势趋缓，地气温差开始增长使得地面感热通量的变化趋势也在 2003 年前后转变，而风速和地气温差的这种变化最早在秋季发生，这也是高原地面感热趋势转变最早在秋季发生的原因。因此，可以认为，2003 年之前，高原地面感热减弱主要是由于风速的减小，而 2003 年之后地面感热的增强，则是因为地气温差的增大。

综上所述，在不同的季节，地气温差和风速交替主导地面感热的变化，冬季以地气温差为主，夏季以风速为主，春季和秋季两者相当，地气温差的影响略高于风速，这与王慧和李栋梁（2012）有关西北地区下垫面要素对地面感热变化的影响相同。且这种关系在高原全区具有较好的一致性。以往单纯考虑地气温差或风速的经验公式在一定程度上

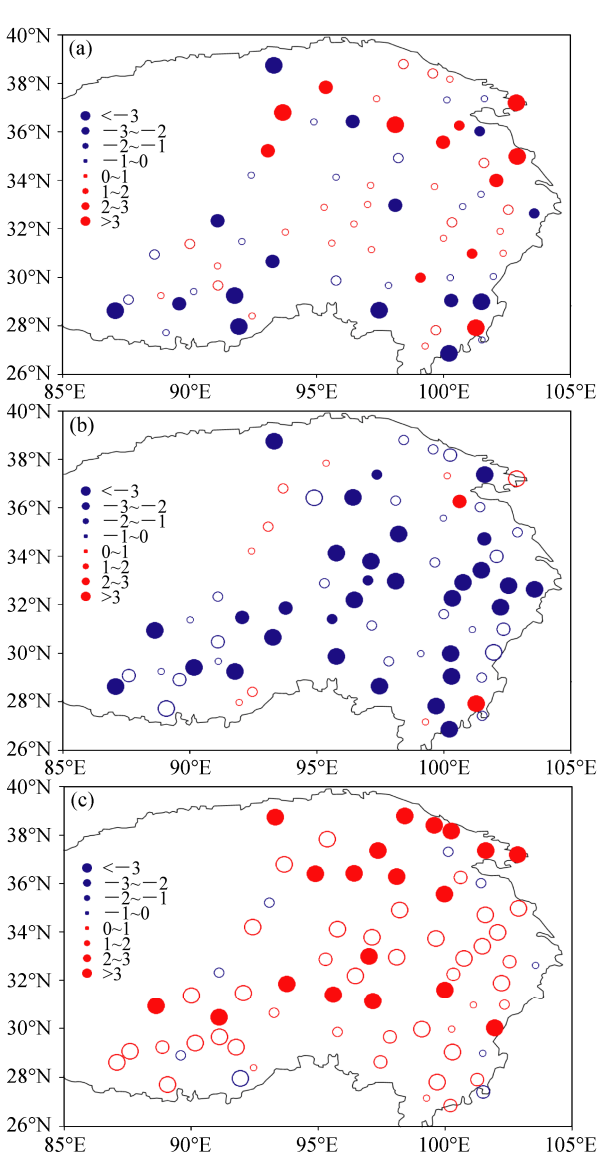


图 8 不同时期青藏高原秋季地面感热通量气候倾向率[单位： $\text{W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$]的分布：(a) 1982~2012 年；(b) 1982~2001 年；(c) 2001~2012 年

Fig. 8 Distributions of the climatic tendency rate [units: $\text{W m}^{-2} (10 \text{ a})^{-1}$] of surface sensible heat fluxes during different periods in the Tibetan Plateau from 1982 to 2012: (a) 1982–2012, (b) 1982–2001, (c) 2001–2012

可以反应地面感热的变化，但是，并不全面。同时，地面热力输送系数 C_H 对地面感热通量变化的影响也是不可忽视的。

7 结论与讨论

通过上述分析，可以得出以下几点主要结论：
(1) 根据 NDVI 值计算得到的 C_H 在空间上具有西低东高的分布特征，且西部地区 C_H 值常年较低，东部地区具有明显的季节变化，夏季最大，春

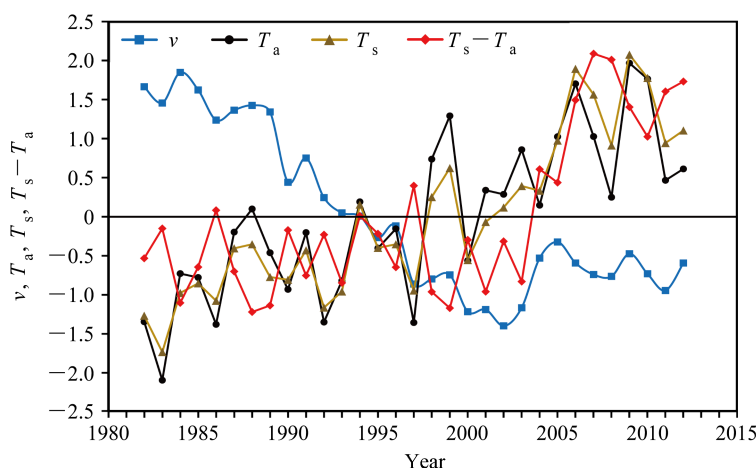


图9 1982~2012年青藏高原70站平均的地面气象要素标准化的年际变化

Fig. 9 Standardized interannual changes in surface meteorological elements averaged for 70 stations over the Tibetan Plateau from 1982 to 2012

秋次之, 冬季最小。在冬半年(11月至次年4月) C_H 值较小, 变化幅度也较小, 夏半年(5~10月)呈单峰型分布, 8月达到最大值, 变化幅度较大。

(2) 本文高原地面感热计算值与现有资料相比, 大尺度分布形势上基本相同, 表现为西高东低, 且东南部较小的特点。但是, 局地的小气候特征均存在明显的差异。年际变化上, 长期趋势基本相同, 三套资料在2003年之前也均为减弱趋势, 但是定量结果存在明显的差异, 考虑日变化影响后计算的感热值明显较大。

(3) 高原地面感热年内呈单峰型分布, 12月最小, 5月最大。大体表现为西高东低的分布特征, 高原西南部地区全年感热较大, 中东部地区全年感热较小, 柴达木盆地则是冬季为感热的负值中心, 夏季为正值中心, 其余大部分地区全年感热均为正值。

(4) 高原地面感热的年际变化在2003年前后发生转变, 由之前的减弱趋势转变为之后的增强趋势, 这种趋势的转变最早出现在2001年秋季, 随后春季感热变化趋势也在2002年发生转变, 冬季和夏季感热变化则在2003年发生转变, 且感热变化趋势的转变在高原全区具有较好的一致性。

(5) 高原地面感热的年际变化主要是受地面风速和地气温差的共同影响。冬季, 感热的变化主要受地气温差的影响, 夏季主要响应于风速的变化, 春季和秋季则是受地气温差和地面风速的共同影响, 地气温差的影响略大, 此外, C_H 对地面感热年际变化的影响相对较小, 但是也是不容忽视的, 尤其在 C_H 值最大的夏季。

本文利用高原地区的 C_H-I_{NDV} 关系式结合台站

常规资料计算得到了高原地区地面感热的站点资料, 计算简单, 突出了局地特征, 对以往利用经验公式计算高原感热的方法有所改进。由于高原西部地区缺少观测台站, 本文的研究重点主要是高原的中部和东部地区, 对高原西部地区下垫面热力情况仍不清楚。且仅针对几个常规因子进行了分析, 不能全面揭示气候变化对地面感热变化的影响过程和机理, 仍然需要进一步的研究, 此外, 我国南方地区旱涝情况在2003年也发生明显变化, 与高原地面感热变化的转变期一致, 两者之间具有怎么样的联系, 高原地面感热变化是否对我国南方旱涝变化有重要影响仍需进一步分析。

参考文献 (References)

- 陈万隆, 翁笃鸣. 1984. 关于青藏高原感热和潜热旬总量计算方法的初步研究 [C]// 青藏高原气象科学实验论文集 (二). 北京: 科学出版社, 35-45. Chen Wanlong, Weng Duming. 1984. Preliminary study about computing methods of sensible heat and latent heat total quantity in ten day period over Qinghai-Xizang Plateau [C]// Meteorology Scientific Experiment Treatises about Qinghai-Xizang Plateau (2) (in Chinese). Beijing: Science Press, 35-45.
- Chen L X, Reiter E R, Feng Z Q. 1985. The atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: May-August 1979 [J]. Mon. Wea. Rev., 113(10): 1771-1790, doi:10.1175/1520-0493(1985)113<1771:TAHSOT>2.0.CO;2.
- Cressman G P. 1960. Improved terrain effects in barotropic forecasts [J]. Mon. Wea. Rev., 88 (9): 327-342, doi:10.1175/1520-0493(1960)088<0327:ITEIBF>2.0.CO;2.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (3): 437-471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83 (11): 1631-1643,

- doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- 李国平, 赵邦杰, 卢敬华. 2002. 青藏高原总体输送系数的特征 [J]. 气象学报, 60 (1): 60–67. Li G P, Zhao B J, Lu J H. 2002. Characteristics of bulk transfer coefficients over the Tibetan Plateau [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 60 (1): 60–67, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2002.01.007.
- Ma Y M, Tsukamoto O, Wang J M, et al. 2002. Analysis of aerodynamic and thermodynamic parameters on the grassy marshland surface of Tibetan Plateau [J]. Progress in Natural Science, 12 (1): 36–40.
- 齐文文, 张百平, 庞宇, 等. 2013. 基于 TRMM 数据的青藏高原降水的空间和季节分布特征 [J]. 地理科学, 33 (8): 999–1005. Qi Wenwen, Zhang Baiping, Pang Yu, et al. 2013. TRMM-data-based spatial and seasonal patterns of precipitation in the Qinghai–Tibet Plateau [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 33 (8): 999–1005.
- 宋敏红, 吴统文, 钱正安. 2000. 高原地区 NCEP 热通量再分析资料的检验及在夏季降水预测中的应用 [J]. 高原气象, 19 (4): 467–475. Song Minhong, Wu Tongwen, Qian Zheng'an. 2000. Verification of NCEP surface heat fluxes over QXP and ITS application to summer precipitation forecast [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 19 (4): 467–475, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2000.04.008.
- 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次个例研究 [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 Science (in Chinese), 39 (1): 125–136, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13311.
- 王慧, 李栋梁. 2012. 卫星遥感结合气象资料计算的西北干旱区地面感热特征分析 [J]. 高原气象, 31 (2): 312–321. Wang Hui, Li Dongliang. 2012. Characteristics of surface sensible heat flux calculated from satellite remote sensing and field observation in arid region of Northwest China [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 31 (2): 312–321.
- 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 Meteor. (in Chinese), 32 (6): 1557–1567, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00151.
- Wang S Z, Ma Y M. 2011. Characteristics of land–atmosphere interaction parameters over the Tibetan Plateau [J]. J. Hydrometeor., 12(4): 702–708, doi:10.1175/2010JHM1275.1.
- 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, 1–298. Wei Fengying. 2007. Modern Climatic Statistical Diagnosis and Prediction (in Chinese) [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 1–298.
- 魏丽, 李栋梁. 2003. 青藏高原地区 NCEP 新再分析地面通量资料的检验 [J]. 高原气象, 22 (5): 478–487. Wei Li, Li Dongliang. 2003. Evaluation of NCEP–DOE surface flux data over Qinghai–Xizang Plateau [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 22 (5): 478–487, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2003.05.008.
- 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. Wu G X, Li W P, Guo H, et al. 1997. Tibetan Plateau Sensible Heat Pump and Asia summer monsoon [M]// Ye D Z. Memorial Corpus for Zhao Jiuzhang (in Chinese). Beijing: Science Press, 116–126.
- 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. 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): 47–56, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.06.
- Yang K, Koike T, Yang D. 2003. Surface flux parameterization in the Tibetan Plateau [J]. Bound-Layer Meteor., 106 (2): 245–262, doi:10.1023/A:1021152407334.
- Yang K, Qin J, Guo X F, et al. 2009. Method development for estimating sensible heat flux over the Tibetan Plateau from CMA data [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 48 (12): 2474–2486, doi:10.1175/2009JAMC2167.1.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 278. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Tibetan Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 278.
- 章基嘉, 朱抱真, 朱福康. 1988. 青藏高原气象学进展: 青藏高原气象科学实验 1979 和研究 [M]. 北京: 科学出版社, 268. Zhang Jijia, Zhu Baozhen, Zhu Fukang. 1988. Progress in Tibetan Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 268.
- Zhang Q, Wei G A, Huang R H, et al. 2002. Bulk transfer coefficients of the atmospheric momentum and sensible heat over desert and Gobi in arid climate region of Northwest China [J]. Sci. China Ser. D Earth Sci., 45 (5): 468–480, doi:10.1360/02yd9049.
- Zhao P, Chen L X. 2000. Study on climatic features of surface turbulent heat exchange coefficients and surface thermal sources over the Qinghai–Xizang Plateau [J]. J. Meteor. Res., 14 (1): 13–29.
- 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 Science (in Chinese), 31 (1): 145–154, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.01.15.
- 周明煜, 徐祥德, 卞林根, 等. 2000. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究: 青藏高原大气科学试验(1998) [M]. 北京: 气象出版社, 52–56. Zhou Mingyu, Xu Xiangde, Bian Lin'gen, et al. 2000. Observational Analysis and Dynamic Study of Atmospheric Boundary Layer on Tibetan Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 52–56.
- 朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. 大气科学, 33(5): 903–915. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 33 (5): 903–915, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.05.02.
- 竺夏英, 刘屹岷, 吴国雄. 2012. 夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估 [J]. 中国科学: 地球科学, 42 (7): 1104–1112. Zhu Xiaying, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 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, doi:10.1007/s11430-012-4379-2.
- 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 Dyn., 36(5-6): 1207–1219, doi:10.1007/s00382-010-0863-6.