

青藏高原土壤水分变化对近地面气温的影响

范科科^{1,2,3}, 张强^{1,2,3}, 孙鹏⁴, 宋长青^{1,2,3},
余慧倩^{1,2,3}, 朱秀迪^{1,2,3}, 申泽西^{1,2,3}

(1. 北京师范大学环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 北京 100875; 2. 北京师范大学减灾与应急管理研究院, 北京 100875; 3. 北京师范大学地理科学学部, 北京 100875;
4. 安徽师范大学国土资源与旅游学院, 芜湖 241002)

摘要: 青藏高原为全球气候变化最为敏感的区域之一, 探讨该地区土壤水分变化对近地面气温的影响将为青藏高原水汽循环研究及该地区对周边气候与环境的影响研究提供重要理论支撑。利用NCEP-CFSR数据集, 基于土壤水分对近地面气温的影响机理, 揭示了青藏高原不同季节、不同植被分区下土壤水分时空分异规律、土壤水分与蒸发率的响应与耦合状态及土壤水分通过蒸散发过程对近地面气温的影响。结果表明: ① 不同季节下青藏高原土壤水分空间分布基本一致, 除西北地区 and 喜马拉雅山脉外, 整体呈现由东南向西北递减趋势, 青藏高原地区存在干旱区变湿, 湿润区变干的空间特征; ② 青藏高原大部分区域土壤水分处于干湿过渡状态, 其中青藏高原南部和东南部地区全年处于干湿过渡状态, 而柴达木盆地几乎全年处于干旱状态; ③ 近地面气温对土壤水分的响应在冬季最弱, 在夏季最强且空间差异较小, 其中在冬、春、夏季为负反馈, 另外不同植被覆盖区近地面气温对土壤水分的敏感性差异很大。此项研究对于进一步探讨青藏高原地区陆气耦合状态及变化环境下的区域水汽循环及其效应具有重要理论意义。

关键词: 青藏高原; 土壤水分; 近地面气温; 蒸发率; 转换状态
DOI: 10.11821/dlxb202001007

1 引言

地球气候系统受各种复杂过程和反馈的影响, 其中海洋和陆地对气候变化具有“记忆”作用, 而地表状态一直被认为是仅次于海表温度的主要气候驱动因子^[1-4]。在陆地上, 地表状态对当地气候起着至关重要的作用^[1, 5-7]。它通过各种耦合和反馈进而影响大气变化, 并通过地球气候系统中至关重要的水文和能量循环和气候系统紧密联系在一起^[1, 8]。结合全球天气预报和气候模式研究结果, Koster等发现地表状态尤其是土壤水分对大气状况具有重要的潜在影响^[5, 9], 并有研究表明对地表状态的准确评估有利于提高模型的预报精度^[10]。土壤水分不仅是陆—气连接纽带, 还是地球生态系统的重要组成部分。其作

收稿日期: 2018-05-07; 修订日期: 2019-11-20

基金项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0906); 国家重点研发计划(2019YFA0606900); 国家自然科学基金项目(51425903, 41771536) [Foundation: The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research Program, No.2019QZKK0906; National Key R&D Program of China, No.2019YFA0606900; National Natural Science Foundation of China, No.51425903, No.41771536]

作者简介: 范科科(1995-), 男, 河南驻马店人, 博士生, 中国地理学会会员(S110011171A), 主要从事生态水文和遥感水文等方面研究。E-mail: fankk95@hotmail.com

通讯作者: 张强(1974-), 男, 山东沂水人, 博士, 教授, 博导, 主要从事流域气象水文学研究、旱涝灾害机理、流域地表水文过程及其对气候变化的响应机制与机理以及流域生态需水等研究工作。E-mail: zhangq68@bnu.edu.cn

为陆面过程中的重要参量, 通过改变土壤反照率、水热属性及蒸散发过程等, 进一步影响大气水分和能量时空格局, 同时还影响陆—气间二氧化碳和微量气体等物质交换^[1, 3, 8, 11]。

土壤水分与地表通量的耦合可以用土壤水分与蒸散发的相关性来表征, 同时蒸散发过程在土壤水分对气温和降水的影响中起着重要的作用^[3, 8, 12]。Schwingshackl等研究发现, 降水对土壤水分有明显且直接的影响, 但土壤水分通过蒸散发过程反向影响降水的过程并不显著^[1-2]。土壤水分通过改变净辐射的分配来影响显热通量进而影响气温变化^[13], Koster等最先探讨土壤水分与气温的耦合, 并评估出二者耦合的热点地区^[9]; Seneviratne等分析了土壤水分对现在及未来气温变化的影响, 并强调在气候变化的大背景下土壤水分与气温耦合的热点地区可能出现地理方位的偏移^[6]。同时土壤水分会对干旱和热浪事件的形成和严重程度产生重大影响^[1, 14-19], 其在近期至21世纪末的高温极端事件中起到很大的贡献^[6, 20-23]。Elvira等认为地表能量传输决定土壤水分对地表气温和降水的影响, 进而探究土壤水分对地表能量平衡的控制作用^[24]。Miralles等研究发现夏季大尺度的土壤水分短缺能够增加夏季温度的变化, 进而引起严重的热浪事件^[25]; Dirmeyer等认为随着全球变暖, 土壤水分和大气的交互作用会不断增强^[26]; Badgley等认为由于各种观测数据的缺乏和数据的不确定性较大, 土壤水分对地表能量平衡的影响研究仍然存在很大的挑战^[27-28]。

近些年来, 随着遥感和同化技术的不断提高及广泛应用, 利用新的手段获取土壤水分数据进行验证已成为当前的研究热点^[15, 29-31]。事实上, 青藏高原区土壤水分时空特征与降水相互作用研究已有开展^[32-33], 史小康等通过分析AMSR-E资料发现青藏高原东北部土壤水分影响降水事件的发生^[34]。尽管在全球尺度上已有相关研究探讨了土壤水分对近地面气温的影响, 但在区域尺度上的研究较少, 同时空间精度不够, 无法从更精细的空间尺度上理解土壤水分与近地面气温的作用机制。同时, 青藏高原土壤水分与近地面气温耦合的研究尚未广泛开展。考虑到青藏高原作为“地球第三极”, 其近地面气温变化势必影响当地气压进而影响青藏高原及其周边区域大气环流, 从而对周边地区乃至全球气候造成重要影响。同时土壤水分作为一个关键的影响因子, 通过影响地表能量平衡来影响近地面气温, 为了深入探究近地面土壤水分对近地面气温的影响, 本文选择对全球气候变化敏感的青藏高原作为研究对象, 同时考虑到该区域地表覆盖的差异性, 探讨不同植被覆盖区土壤水分对近地面气温的影响及其作用机理。该研究对于深入理解变化环境下青藏高原土壤水分变化对周边地区乃至全球气候系统的影响具有重要理论与现实意义。

2 研究区与数据

2.1 研究区域

青藏高原南起喜马拉雅山脉, 北抵昆仑山、阿尔金山和祁连山, 西起帕米尔高原和喀喇昆仑山脉, 东至横断山脉, 是世界海拔最高的高原, 平均海拔超过4000 m, 总面积约250万km², 被称为“世界屋脊”和“第三极”^[35]。青藏高原西高东低, 高原内部起伏程度较小, 边缘区起伏大。中部地区年平均气温低于0℃, 气温日较差较大; 受地势阻滞, 南部暖湿气流无法进入高原腹地, 自南向北年降水量由2000 mm递减至50 mm以下, 高原上湖泊河流众多, 为东亚、南亚和东南亚众多河流的发源地^[26-27]。本文研究区为广义的喜马拉雅—青藏高原地区(25°N~40°N, 70°E~105°E)。在1:100万中国植被地图集基础上, 整合青藏高原上9个植被分区^[25, 36], 将研究区划分为森林、草甸、草原、荒漠4种植被类型(图1)。

2.2 研究数据

目前, 国际上进行气候变化研究普遍使用的数据集有: 美国国家环境预报中心和国

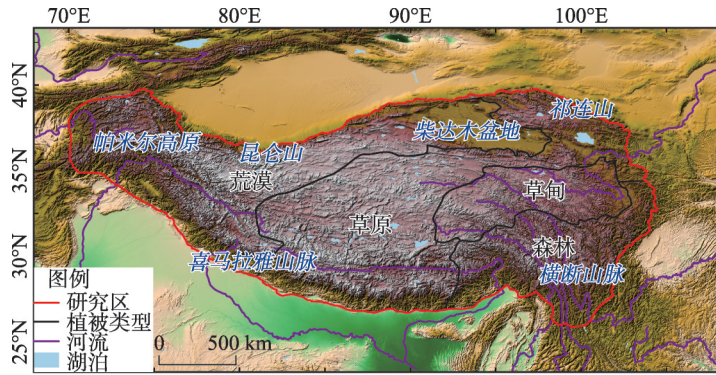


图1 青藏高原位置及植被类型分区

Fig. 1 The location and vegetation regionalization of the Tibetan Plateau

家大气研究中心再分析 NCEP-NCAR 数据集、欧洲中期天气预报中心再分析 (ECMWF Reanalysis, 包括 ERA-40 和 ERA-Interim 数据集)、美国国家环境预报中心气候再分析数据集 (NCEP-CFSR)、美国国家航空和宇航局 (NASA) 提出的基于地球观测卫星的新一代再分析产品 (MERRA-2) 等^[37-38], 本文所用数据集为美国国家环境预报中心 NCEP-CFSR 数据集^[39], CFSR 是全球性、高分辨率的耦合大气、海洋、陆表、海冰的综合系统, 该数据集在 2010 年 1 月份由 NCEP 制作, 时间长度为 31 年 (1979—2009 年), 现已延至 2011 年 3 月^[40]. 本文采用 1979—2010 年共 32 年日数据, 空间分辨率为 $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$, 所用变量为最高气温^[1] (由于气温较高时土壤水分的蒸散发过程最为强烈, 气温和土壤水分的耦合关系更加显著, 同时参考文献^[1]选用地面 2 m 处最高气温)、土壤水分 (共 4 层: 0~0.1 m、0.1~0.4 m、0.4~1 m、1~2 m, 本文采用上面 3 层即 0~1 m 的土壤水分作为根区土壤水分)、向下/上长波辐射、向下/上短波辐射、显/潜热通量等 (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds093.0/>). 该套数据集已经得到广泛的应用, Bao 等发现与其他数据相比, 该套数据对气象要素的评估有更小的均方根误差, 并与其他高质量数据集有更相似的评估值^[37]. 该数据集已成为气候变化背景下各气象水文要素变化研究的重要数据来源, 并成为评估其他模式和同化数据质量的重要依据^[41].

3 研究方法

太阳辐射为地球主要能量来源, 太阳辐射进入大气后, 受云层、大气及地表等反射后进入太空, 而地表净辐射能反映地表能量收支平衡, 其大小是由向下辐射通量和向上辐射通量决定的, 其计算公式为:

$$R_n = R_{ds} + R_{dl} - R_{ul} - R_{us} \quad (1)$$

式中: R_n 为到达地表的太阳净辐射通量 (地表净辐射); R_{ds} 为向下短波辐射通量; R_{dl} 为向下长波辐射通量; R_{ul} 为向上长波辐射通量; R_{us} 为向上短波辐射通量。

R_n 通过蒸散发过程和对流运动等将能量传递到大气, 又通过土壤传导至地下, 其能量平衡方程为:

$$R_n = LE + H + G \quad (2)$$

式中: LE 是潜热通量; E 是蒸发或凝结量; L 是蒸发或凝结耗热量, 约为 2.5×10^6 J/kg; H 是显热通量; G 是土壤热通量。

土壤水分通过蒸散发过程改变潜热通量大小进而影响大气状态, 它改变了净辐射转为潜热通量、显热通量和土壤热通量的比例。为便于研究土壤水分对净辐射能量分配的影响, 将各通量除以净辐射。转换后的能量平衡公式为:

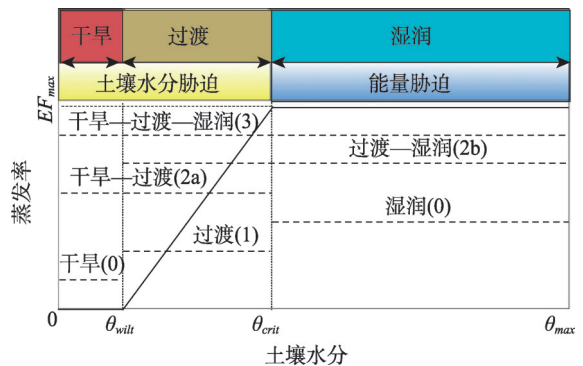
$$LE/Rn + H/Rn = 1 - G/Rn \quad (3)$$

LE/Rn 常常被表示为蒸发率 $EF^{[1]}$, 不同土壤水分条件下, 蒸发率和土壤水分的关系具有不同的响应状态^[1, 8, 42] (图2)。土壤水分凋萎点 (θ_{wilt}) 和临界点 (θ_{crit}) 将此函数分为3段: ① 当土壤水分为 $\theta < \theta_{wilt}$ 时, 土壤处于干旱状态, 此时蒸散发过程受土壤水分的制约, 但由于土壤水分低于凋萎点, 所以几乎无土壤水分可用于蒸散发, 故假定当土壤水分低于凋萎点, 蒸发率为0; ② 当土壤水分为 $\theta_{wilt} < \theta < \theta_{crit}$ 时, 土壤水分处于干湿过渡状态, 此时蒸散发过程受土壤水分的制约。此状态下, 假定蒸发率和土壤水分呈线性关系, 同时处于该状态下的区域被认定为有明显陆—气耦合关系的区域; ③ 当土壤水分为 $\theta > \theta_{crit}$ 时, 土壤处于湿润状态, 蒸散发过程不再受土壤水分制约, 而受制于太阳净辐射通量的制约, 尽管该区域土壤水分含量很大, 但其变化对蒸散发过程几乎没有影响。 θ_{wilt} 值的大小主要由当地土壤结构质地决定, 而 θ_{crit} 值大小会受当地土壤结构质地和净辐射通量的共同影响。处于湿润状态的地区主要位于高纬度地区 (净辐射能量低) 及热带湿润地区 (土壤水分含量高)^[1]。

$$EF(\theta) = \begin{cases} 0 & \theta < \theta_{wilt} \\ \frac{\theta - \theta_{wilt}}{\theta_{crit} - \theta_{wilt}} \times EF_{max} & \theta_{wilt} \leq \theta \leq \theta_{crit} \\ EF_{max} & \theta > \theta_{crit} \end{cases} \quad (4)$$

不同的土壤水分条件决定了蒸发率对土壤水分有不同的响应状态: ① 当土壤水分低于土壤水分凋萎点 θ_{wilt} 时, 蒸散发量几乎为零, 此时蒸发率为0; ② 当土壤水分高于临界点 θ_{crit} 时, 由于土壤水分供应充足, 此时蒸发率受能量制约且达到最大值 EF_{max} ; ③ 当土壤水分处于土壤水分凋萎点和临界点之间时, 蒸发率与土壤水分呈线性关系^[1]。由此可知, 需用5种模型来分别拟合6种不同状态下的蒸发率与土壤水分的关系, 即 model 0 (干旱或湿润: $0 < \theta < \theta_{wilt}$ 或者 $\theta_{crit} < \theta < \theta_{max}$)、model 1 (干湿过度: $\theta_{wilt} < \theta < \theta_{crit}$)、model 2a (干旱—干湿过度: $0 < \theta < \theta_{crit}$)、model 2b (干湿过度—湿润: $\theta_{wilt} < \theta < \theta_{max}$) 与 model 3 (干旱—干湿过度—湿润: $0 < \theta < \theta_{max}$) (图2)。

由公式 (4) 可知, 蒸发率为正值, 所以在分析数据前首先将潜热通量、显热通量、净辐射为负的格点删除, 同时蒸发率应满足 $0 \leq EF \leq 1^{[1]}$ 。不同土壤水分状态变化的时间尺度常以数月计, 基于此, 以连续3个月为单位进行分析, 即1—3月、2—4月、……、12月—次年2月, 共划分为12个连续时段, 以研究蒸发率对不同土壤水分含量的转换状态。如果某一格点超过75%的数据缺失, 则该数据格点将不再用于进一步探究土壤水分和蒸发率之间响应关系的分析, 因此, 需要先识别青藏高原不同格点每年12个以连续3个月为时长的包



注: 括号内数字为蒸发率与土壤水分的关系拟合模型编号。

图2 不同土壤水分条件蒸发率对土壤水分的响应状态^[1, 8]

Fig. 2 The response of evaporation rate to soil moisture under different availabilities of soil moisture

含有效数据的时段以备后续分析。同时，其二者之间关系模型的选择采用交叉验证方法，数据处理及分析方法参见文献^[1]。

4 结果分析

4.1 土壤水分时空格局及变化趋势

图3为青藏高原不同季节土壤水分变化的空间特征。整体来看，不同季节青藏高原土壤水分空间分布格局基本一致，呈现由东南向西北内陆递减的态势，大致与印度洋夏季季风方向一致，而在柴达木盆地土壤水分含量最低；另外，青藏高原西北和东北部地区相对青藏高原北部地区土壤水分含量较高，可能是由于高山冰雪融水的影响。从不同植被覆盖区来看，土壤水分空间分布界线与植被类型界线基本一致，各植被区土壤水分含量依次为：森林>草甸>草原>荒漠。从时间上看，整个研究区冬、春季土壤水分含量低，夏、秋季土壤水分含量高。对于喜马拉雅山脉一带，由于冰雪融水的原因，土壤水分在春季含量最多，夏季主要受降水和冰雪融水的共同作用，该区域土壤水分含量依次为：春季>夏季>秋季>冬季。概率密度图（图3e）与土壤水分空间分布图结果一致，相对其他地区，森林地区土壤水分含量最高且分布最为集中，变化区间不大，为0.3~0.4

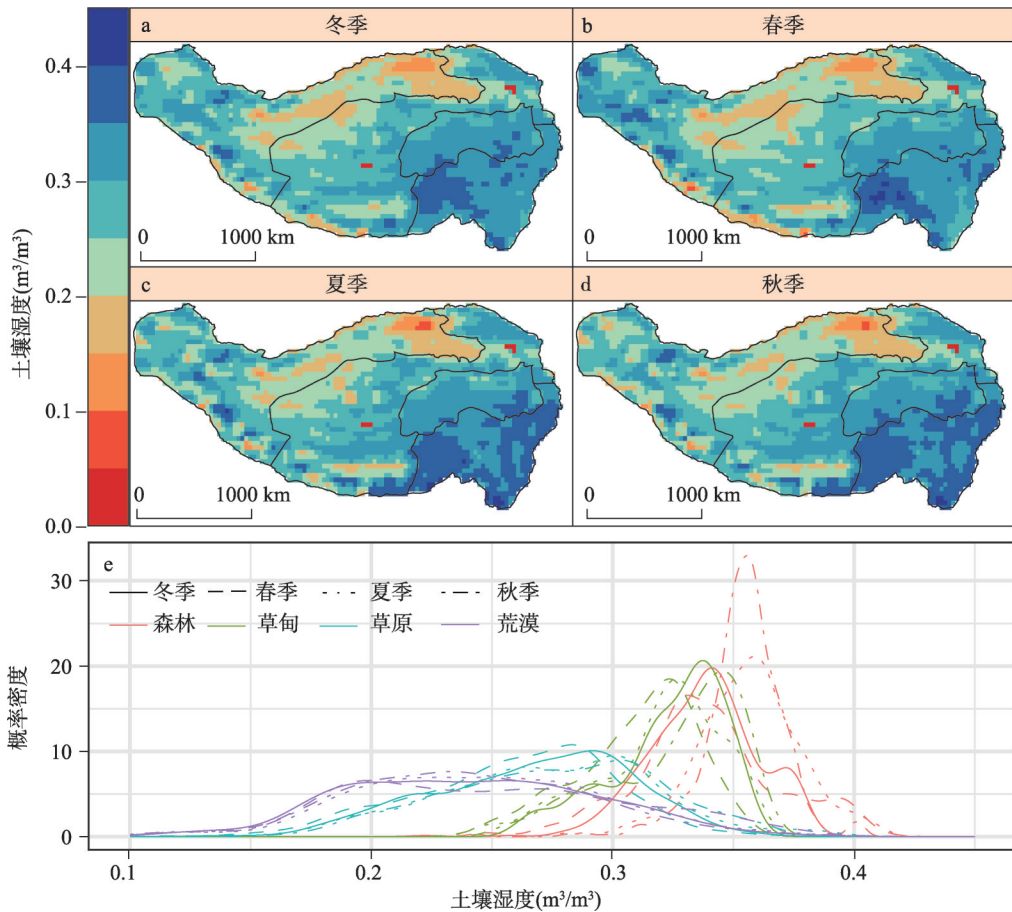


图3 青藏高原不同季节年平均土壤水分空间分布和概率密度

Fig. 3 Spatial patterns and probability density of the multi-year mean soil moisture on the Tibetan Plateau in different seasons

m^3/m^3 , 其概率密度图基本呈现正态分布; 草甸、草原地区土壤水分变化范围逐渐变大, 且其分布有明显左偏倾向, 有较长的低尾特征; 荒漠地区土壤水分变化范围最大, 分布曲线呈扁平化, 无明显峰态, 主要由于该地区经纬度跨越尺度较大, 该地区的划分不仅仅取决于降水量, 还取决于区域气温, 比如在青藏高原西部, 海拔高, 气温低, 不适合植被生长, 但是其土壤水分较高; 而青藏高原北部地区, 尽管也位于荒漠区, 但主要是由于降水量小, 土壤水分少, 没有充足的水分供应植被生长, 所以荒漠区土壤水分含量变化范围较大。除荒漠地区土壤水分含量在不同季节没有明显差异外, 其他3个地区虽有差异, 但均为秋季土壤水分含量最多, 一方面说明秋季仍有较大的降水量, 同时由于气温较低, 蒸散发量较少, 这也能说明土壤水分含量不仅仅取决于当时的降水影响, 还受前期降水以及其他形式水分补充的影响。

随着全球气候的变化, 区域气候具有更大的不确定性。土壤水分作为地球气候系统中至关重要的因素之一, 通过与气象要素之间的耦合, 进而影响到大气变化, 探究土壤水分的变化有利于更加全面地了解青藏高原气候系统变化。图4为青藏高原不同季节土壤水分变化趋势的空间分布, 该趋势采用常规的线性回归模型进行计算。在不同季节, 其变化趋势有一定差异, 整体来看, 西部和东南部地区在各季节均变干, 但在帕米尔高原地区呈明显上升趋势, 且土壤水分增加幅度在整个研究区最大, 可能是由于该地区受气温升高的影响, 冰雪融水和高原冻土融水增加, 进而导致土壤水分含量增加。柴达木盆地土壤水分含量低, 但其在全年各季节仍在不断减少, 在一定的程度上表明该地区生

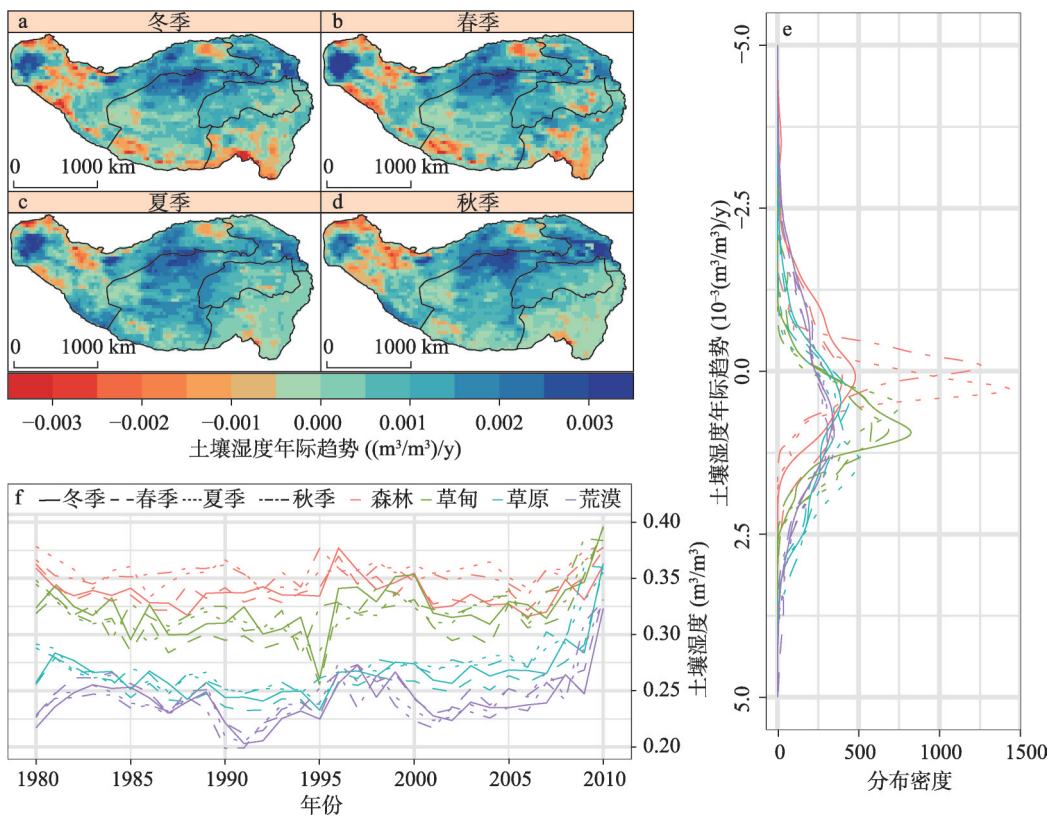


图4 青藏高原不同季节土壤水分多年变化及其空间分布

Fig. 4 The multi-year changes of the soil moisture and their spatial patterns on the Tibetan Plateau in different seasons

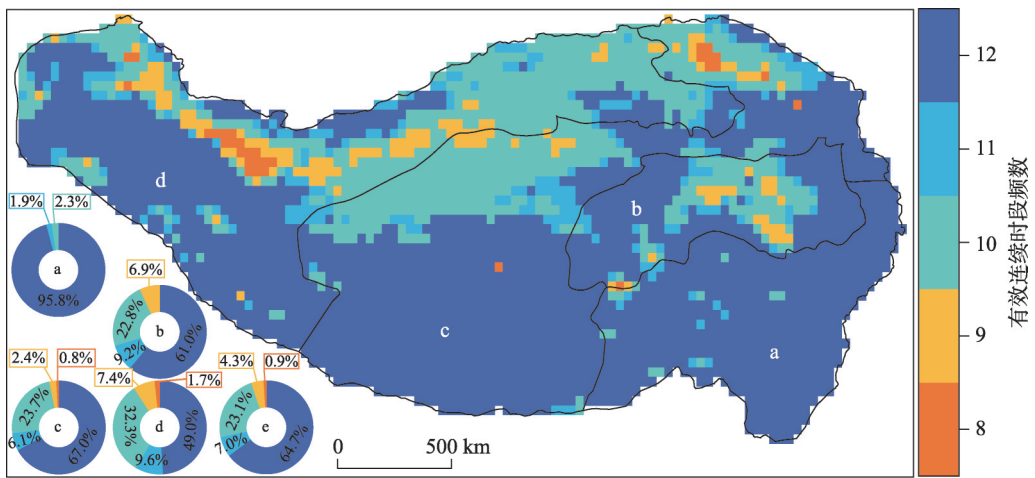
态和环境将面临更大的挑战。在喜马拉雅山脉一带, 春冬季节土壤水分含量减少, 夏秋季节土壤水分增加, 这很可能是降水的空间变化导致的。从整体来看, 土壤水分呈现干旱区变湿, 湿润区变干的现象。概率密度图(图4e)与土壤水分趋势空间分布结果也基本一致, 整体来看, 除森林地区秋季土壤水分整体略有下降外, 其他3个区域不同季节土壤水分整体呈上升趋势, 而由图3e知, 森林地区秋季相对青藏高原不同地区不同季节土壤水分含量最多; 草甸地区土壤水分增加的趋势最为明显, 且绝大部分地区呈增加趋势; 荒漠地区增加趋势次之, 但其趋势变化幅度较广, 为 $-2.0\sim 2.5$ (m^3/m^3)/y, 不同地区其趋势变化幅度与图3e中的一致, 为荒漠>草原>草甸>森林。

尽管青藏高原不同季节不同地区土壤水分总体呈上升趋势, 但是不同年份变化情况差异明显。从整个时间段上看, 土壤水分总体呈先减少后增加、再减少最后急剧增加的变化趋势, 但不同地区变化细节不尽一致。在森林地区, 土壤水分含量最高, 土壤水分年间变化较小; 在草甸地区, 1980—1995年间, 土壤水分呈下降趋势, 1995年后土壤水分迅速升高至2000年, 之后又轻微下降, 近几年又逐渐上升, 该区域土壤水分变化较大, 波动明显; 在草原地区, 土壤水分在1995年呈轻微下降趋势, 之后逐渐升高; 在荒漠地区, 土壤水分自1980年先呈上升趋势, 到1983年土壤水分减少, 1990年达到最小值。各区域在不同季节均于1995年出现一个谷值, 这很可能与大尺度天气系统异常有关; 同时2003年后呈上升趋势, 尤其2005年后, 土壤水分急剧上升, 很可能是气候长期(数年)变化引起的, 这很大程度上可以归于降水长期增加或者气温上升导致冰雪融水的增加。石磊等研究发现青藏高原土壤水分在20世纪90年代前期明显减少, 这与中国西北、华北干旱化的时间基本一致^[43-44], 说明这段时间的干旱与大尺度的气候系统异常有很大关系; 而在1995年之后迅速增加, 最小土壤水分含量出现在1995年, 最近几年土壤水分上升, 其发现结果与以往研究结果基本一致^[44]。马柱国等也发现1995年土壤水分含量较少, 且伴随着较低的植被覆盖率^[46]。

4.2 能量通量有效月份识别

由于数据的前期处理, 不满足条件的数据将被删除, 每一个连续3个月的时间段内, 如果某个格点超过75%的数据缺失, 则该连续3个月时间段内的土壤水分数据将不在土壤水分与蒸发率关系研究中考虑^[1]。这是由于青藏高原地势较高, 大气层相对稀薄, 来自大气向下的长波辐射较少, 导致净辐射较同纬度其他地区偏小, 尤其是冬季时期, 其净辐射以及其他辐射通量可能为负值。由于蒸发率只有在式(3)中所涉及的所有变量如净辐射、潜热通量、显热通量等为正值时才有意义, 同时也要满足条件 $0 < EF < 1$, 故不满足上述条件的数据将被删除。

从图5看出, 有效连续3个月时间段频数的空间分布具有很强的规律性, 呈现明显的纬度梯度, 其结果和Schwingshackl等研究的结果一致^[1]。由于数据集对低纬度地区的净辐射、显热和潜热通量估计较为准确, 在高纬度或者干旱区的通量估计较差, 导致其无法通过数据有效性检验。青藏高原南部位于热带亚热带地区, 太阳辐射较强, 同时由于受到印度洋季风的影响, 降水量较大, 蒸散发等过程比较显著, 所以大部分区域的不同月份的数据均满足使用的要求。在青藏高原北部, 由于其纬度较高, 辐射通量较小, 同时蒸散发过程不显著, 所以其有效连续月数较少。由于地势高以及河流等地表水的存在等因素, 青藏高原西北部(昆仑山)和东北部(祁连山)部分地区全年可用连续3个月时间段的频数仅有8个。另外由于巴颜喀拉山等复杂地形的影响, 对能量通量的估计不准确, 数据无法满足分析条件, 所以有效连续3个月时间段的频数在高寒草甸区中东部存在一个低值区。



注: a为森林区;b为草甸区;c为草原区;d为荒漠区;e为整个研究区。

图5 青藏高原不同植被类型区有效连续3个月频数的空间分布以及不同月数所占的比例

Fig. 5 The spatial pattern and the proportion of different subregions for considered continuous 3-month subsets

4.3 土壤水分与蒸发率关系的转换状态

在方法部分提到, 土壤水分存在3种状态: 干旱、干湿过度、湿润状态。与此相对应的土壤水分对蒸发率作用状态有6种可能性(图2), Schwingshackl等^[1]通过对3套数据集进行分析, 尽管每套数据集的结果存在很大差异, 但是均得到一致的结论: 在全球范围内, 几乎不存在干旱—干湿过渡状态、干旱—干湿过度—湿润状态的地区, 青藏高原地区也不例外。因此, 本文主要分析了另外4种转换状态(干湿过渡状态、干旱状态、干湿过度—湿润状态、湿润状态), 空白区域表示该地全年不存在这4种转换状态(图6)。

从总体来看, 对整个研究区域而言, 绝大多数地区在全年大部分时间段内都处于干湿过渡状态, 其次是湿润状态, 与Schwingshackl等研究的结果基本一致, 青藏高原东南部地区属于热带亚热带气候, 同时降水量大于1000 mm, 分布着热带雨林, 土壤水分含量多, 但同时由于其能量来源充足, θ_{crit} 值较大, 所以该区域在全年时间都处于干湿过渡状态, 喜马拉雅山脉南部地区与之类似, 不过其土壤水分来源有降水和冰雪融水。干湿过度—湿润状态主要分布在青藏高原中部和西部地区, 这是由于中部地区降水量适中, 土壤水分含量较多, 同时受能量辐射限制的因素, 其 θ_{crit} 值较小。其中在柴达木盆地地区, 由于其降水量很小, 低于100 mm, 土壤水分含量低, 其全年长期处于干旱状态。

由图6可以看出, 森林覆盖地区其土壤水分与蒸发率处于干湿过渡状态的面积所占比例最高, 达到80%, 即整个全年时间段, 有80%的时间, 二者关系处于干湿过渡状态, 其次是湿润状态, 且主要分布在夏季, 该时段降水量极其充沛, 全年几乎无任何地区处于干旱状态。在高寒草甸区, 有将近55%的时间处于干湿过渡状态, 30%的时间处于湿润状态。在高寒草原区, 全年时间段内不同转换状态均有分布, 其中有一半时间为干湿过渡状态, 其次是湿润状态。

针对不同的土壤水分与蒸发率状态, 各植被覆盖区有着明显的不同。对于干湿过渡状态, 各地区有着明显的差异, 各植被覆盖区所占比例由高到低依次为森林区、草甸区、草原区、荒漠区; 而对于干旱状态和干湿过度—湿润状态, 各植被覆盖区所占比例较低, 且无明显差异; 对于湿润状态, 荒漠区占比最高, 依次是草原、草甸和森林, 其占比与干湿过渡状态相反。对于湿润状态, 荒漠区之所以占比最高, 是由于尽管该地区

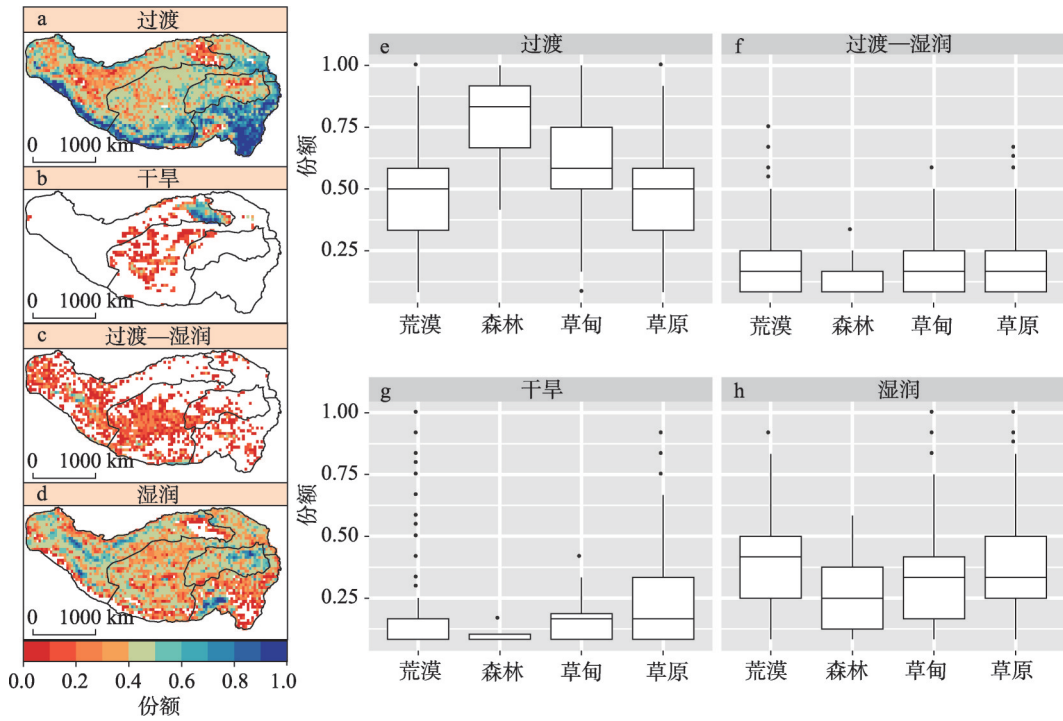


图6 青藏高原全年不同季节下不同土壤水分转换状态份额
 Fig. 6 The share of different soil moisture regimes in different seasons

北部土壤水分含量较少，同时其纬度较高，太阳净辐射较小，能量是蒸散发过程的限制因素，所以 θ_{crit} 值较小；另外在荒漠区的西部，由于帕米尔高原、昆仑山脉、喜马拉雅山脉等高原山脉的广泛分布，该地区受冰雪融水的影响较大，其土壤水分含量相对较高。

4.4 蒸发率对土壤水分的响应

土壤水通过影响蒸散发过程进而影响地表能量的分配。图7为干湿过渡状态下蒸发率对土壤水分响应的分析结果，只对土壤水分与蒸发率之间呈线性关系（即土壤水分与蒸发率的关系处于干湿过渡状态）的区域进行分析，空白区域表示此格点在该季节不存在干湿过度转换状态。冬季，仅喜马拉雅山脉南部和森林地区由于土壤水分含量较多，其关系处于干湿过渡状态。春季，蒸发率对土壤水分的响应在空间分布上差异不是很大；秋季，蒸发率对土壤水分的响应在空间上变化明显，森林地区和青藏高原西北部敏感性较强，但两个地区较强的敏感性成因可能不尽一致。在青藏高原西北部，蒸发率对土壤水分响应较强可能是由于秋季气温较高，同时前期储存的冰雪融水使此时土壤水分含量较高，提供充足的水分；而森林地区，可能是由于充沛的降水使土壤水分含量较高，同时有充足的太阳辐射，为蒸散发过程提供能量。春季，蒸发率对土壤水分变化的响应在不同地区变化差异不大，主要维持在 $3 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 左右，说明不同地表覆盖类型对此时二者的敏感性影响不大，可能是由于此时气温低，蒸发率主要受气温的影响和制约。

4.5 近地面气温对蒸发率的响应

图8为青藏高原不同季节气温对蒸发率响应的敏感性空间分布，春、夏两季整体上市温和蒸发率呈显著的负相关关系，冬季除不含有效数据的地区外，大部分地区为负相关关系；而在秋季，青藏高原中部和东部地区存在明显的正相关关系，与理论关系不尽一致，可能需要进一步探究其原因。在夏季，气温与蒸发率响应敏感性分布与青藏高原

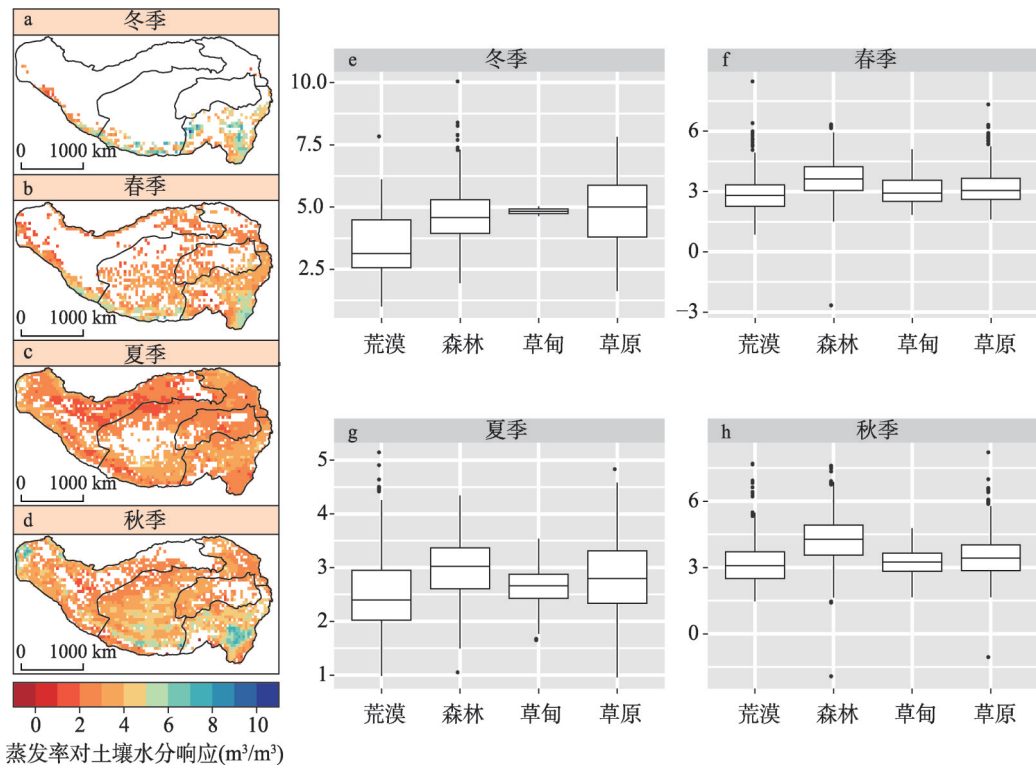


图7 青藏高原不同季节过渡状态下蒸发率对土壤水分的响应

Fig. 7 The response of evaporation rate to soil moisture in the transitional regime on the Tibetan Plateau in different seasons

植被分区高度一致, 说明夏季二者关系受到地表植被的高度影响。

整体看, 不同地表植被区在不同季节, 气温对蒸发率的响应有明显不同, 说明二者关系受地表植被和季节的影响较大。右侧箱线图展示了气温对蒸发率响应的大小, 冬季, 气温对蒸发率的响应由大到小依次是草原、草甸、森林、荒漠地区, 且彼此之间的差异不是很大, 每个地区气温对蒸发率的响应敏感性均在冬季最小。对于荒漠地区, 气温对蒸发率的敏感性在夏季最强, 低于-10 K; 森林地区, 在夏季最强, 约为-7 K; 而对于草甸和草原区域, 其敏感性在春季最强, 约为-8 K。

图9为不同季节不同植被区气温对蒸发率的拟合图, 图中黑直线由线性回归方法拟合, 蓝线由局部加权回归(LOESS)方法拟合, 该方法是一种非参数学习算法, 能够对数据进行局部回归和平滑处理, 进而探究二者关系的动态变化, 阴影部分为LOESS方法拟合的置信区间, 置信水平为95%, 便于量化二者关系的不确定性。由图9知, 气温和蒸发率整体上呈线性关系, 该关系在一定程度上能解释气温对蒸发率的响应敏感性。整体上二者响应敏感性较强且呈负相关关系(除秋季外), 但在春季时期, 森林、草原、草甸区域, 其敏感性较弱; 在秋季时期, 森林、草原和草甸区域敏感性较强, 且为正, 此结果与图8基本一致。而在夏季, 除荒漠区外, 其他区域气温对蒸发率的响应比较弱, 与图8不尽一致, 这说明二者关系存在很大不确定性。图8和图9均表明, 在荒漠区, 气温对蒸发率响应最为敏感, 可能是由于荒漠区土壤水分受限, 蒸发率变化幅度较小, 故蒸发率微小的变化就能引起气温的变化。通过非线性拟合可以看出, 在荒漠地区, 气温随蒸发率的增大一直减小; 而在森林、草原、草甸地区, 除冬季外, 气温随蒸发率的增大呈现先上升后下降的趋势; 而在冬季, 不同植被类型气温对蒸发率的响应有很大区别。

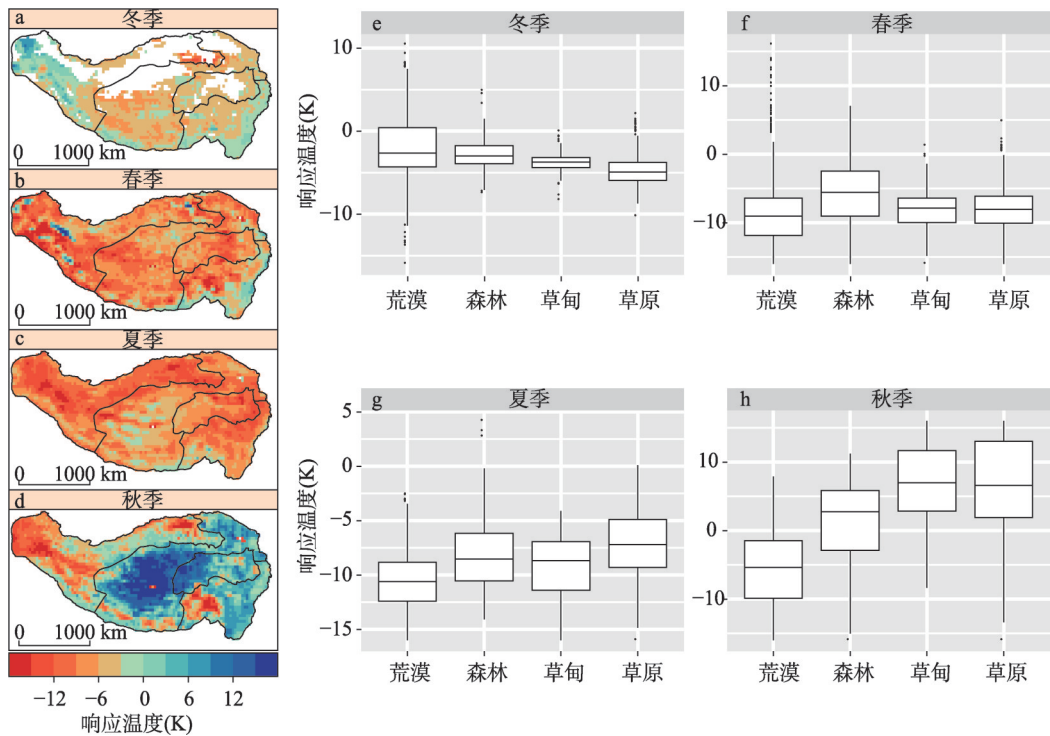


图8 青藏高原不同季节气温对蒸发率响应敏感性

Fig. 8 The response sensitivity for air temperature to evaporation rate on the Tibetan Plateau in different seasons

4.6 近地面气温对土壤水分的响应

由图10知,除秋季外,整个青藏高原土壤水分对气温的变化有明显的负反馈作用;而在秋季,除荒漠地区外,其他大部分地区,气温随土壤水分的增加而增加,这种关系和理论不太切合,这很大程度上与数据自身的不准确性有关,另外由于秋季前期累计降水量和该时期降水量较大,土壤水分含量充沛,且时空变化不大,同时气温主要受能量的控制,所以气温对土壤水分的响应关系较弱(图8)。春季,森林地区气温对土壤水分的敏感性最低,主要是由于该地区二者关系不确定性导致,即部分地区二者呈正相关;夏季,二者响应敏感性空间差异较小,不同地区的敏感性主要位于 $-30\sim-20\text{ K}/(\text{m}^3/\text{m}^3)$ 之间;而在秋季,除荒漠地区外,其他地区二者为正相关,敏感性很强。

5 讨论

获取准确的数据集对科学研究结果的正确性至关重要,本文使用NCEP-NCAR再分析数据集,该数据集包含了研究需要的所有变量。尽管该套数据已经被广泛应用,但是其与研究区域内气象要素真实值存在一定误差,同时由于青藏高原实测站点较少,无法准确验证该数据集的可用性。同时,基于以往研究^[1,8],土壤水分通过影响蒸发过程进一步影响气温,因此选择植被根系深度的土壤水分,同时考虑到青藏高原属于高寒气候,植被根系不会太深,故认为地下0~1 m为植被根系深度,采取该范围内的平均土壤水分进行分析。由于地表净辐射是通过4个变量及公式(1)计算而来,可能与实际值存在偏差。

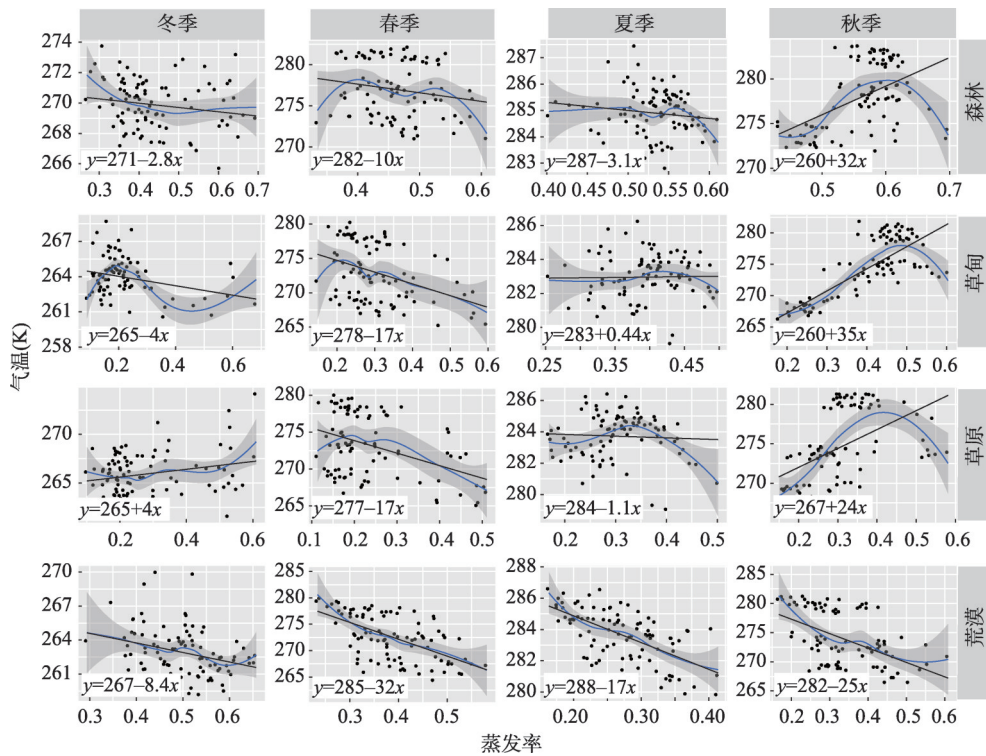


图9 青藏高原不同季节不同植被区近地面气温对蒸发率的拟合

Fig. 9 The fitting of air temperature to evaporation rate for different parts of the Tibetan Plateau in different seasons

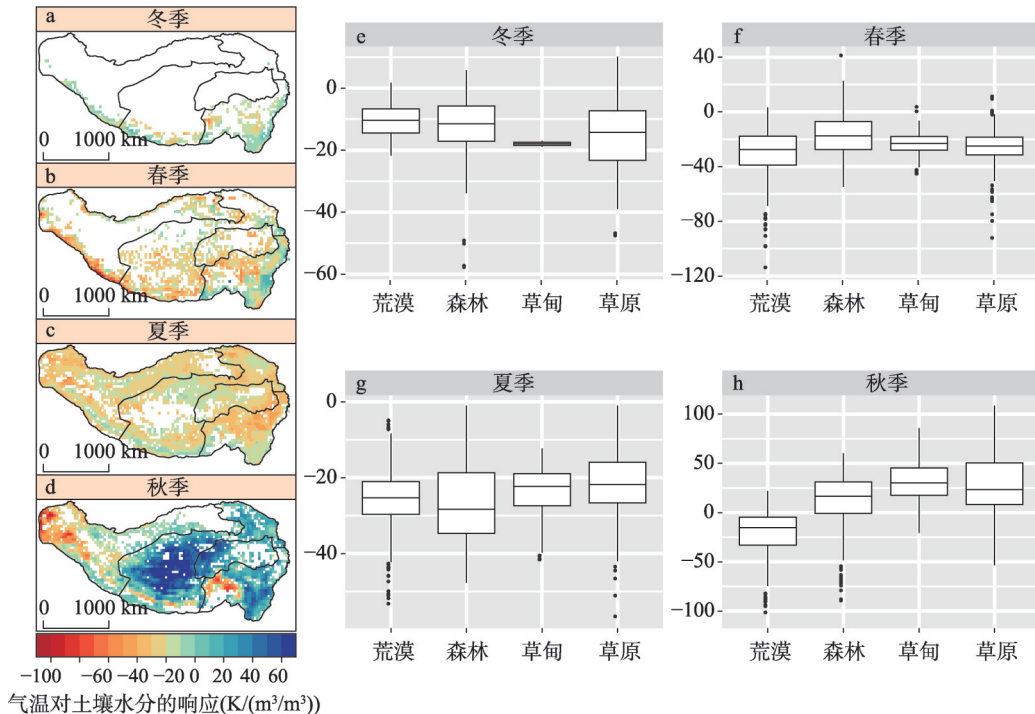


图10 青藏高原不同季节近地面气温对土壤水分的影响

Fig. 10 The response of air temperature to soil moisture on the Tibetan Plateau in different seasons

蒸发率与土壤水分含量之间关系状态的转换识别对本研究至关重要, 通过使用以往研究的方法^[1], 本文只考虑4种转换状态: 干旱、湿润、干湿过度、干湿过度—湿润, 进而识别不同地区两变量之间的关系, 并仅针对干湿过渡状态的格点进行分析。理论上, 土壤水分增多, 蒸发率也会变大, 故潜热通量增加, 相应地, 显热通量减少, 最终导致气温呈现下降的变化。然而, 在气温对蒸发率响应的研究结果中, 发现在秋季时期, 青藏高原中部及东部地区, 气温随蒸发率的增大而增大, 这与理论不尽一致。Schwingshackl等认为数据集本身的差异可能会导致结果存在误差^[1]。同时, 能否准确识别不同地区土壤水分与蒸发率之间的转换状态也会影响研究结果与这一理论是否一致。

6 结论

本文利用NCEP-CFSR同化数据集, 从土壤水分对近地面气温影响的机理出发, 主要探讨了研究区内各植被分区、各季节土壤水分与蒸发率的响应状态以及土壤水分通过蒸散发过程对近地面气温的影响, 该研究有利于进一步探讨区域陆气耦合机制及变化环境下的区域水汽循环演变规律。研究结果表明:

(1) 青藏高原不同时期土壤水分空间分布基本一致, 除西北地区和喜马拉雅山脉外, 整体呈现由低纬向高纬递减、由东向西递减的趋势; 青藏高原地区存在干旱区变湿, 湿润区变干的现象; 而喜马拉雅地区呈冬春下降、夏秋上升的态势, 柴达木盆地土壤水分各季节均呈下降趋势, 表明柴达木盆地面临更大的水资源短缺压力。

(2) 青藏高原绝大部分地区土壤水分与蒸发率关系处于干湿过渡状态, 其中南部和东南部地区全年处于干湿过渡状态, 而柴达木盆地几乎全年处于干旱状态; 处于干湿过度—湿润状态的区域主要分布在青藏高原西部。

(3) 除荒漠区外, 近地面气温对蒸发率的响应在秋季为负值, 且存在较强的敏感性; 在春夏两季近地面气温对蒸散发的响应为正值, 在夏季, 二者响应的空间分布与植被分区高度一致, 说明夏季其响应关系受植被的影响最为显著。

(4) 在秋季, 近地面气温对土壤水分的响应除西部地区为负反馈外, 大部分地区为正反馈, 与理论关系不尽一致, 需要进一步探究。近地面气温对土壤水分的响应在冬季最弱, 在夏季最强且空间差异较小, 其中在冬、春、夏季为负反馈。另外, 不同植被覆盖区近地面气温对土壤水分的敏感性差异很大。

参考文献(References)

- [1] Schwingshackl C, Hirschi M, Seneviratne S I. Quantifying spatiotemporal variations of soil moisture control on surface energy balance and near-surface air temperature. *Journal of Climate*, 2017, 30(18): 7105-7124.
- [2] Dirmeyer P A. The terrestrial segment of soil moisture-climate coupling. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(16): 2011GL048268.
- [3] Zhang Renhe, Liu Li, Zuo Zhiyan. Variations of soil moisture over China and their influences on Chinese climate. *Chinese Journal of Nature*, 2016, 38(5): 313-319. [张人禾, 刘栗, 左志燕. 中国土壤水分的变异及其对中国气候的影响. *自然杂志*, 2016, 38(5): 313-319.]
- [4] Climate Research Committee, National Research Council. GOALS (Global Ocean- Atmosphere- Land System) for Predicting Seasonal-to-Interannual Climate: A Program of Observation, Modeling, and Analysis. Washington: National Academies Press, 1994.
- [5] Koster R D, Dirmeyer P A, Guo Z, et al. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 2004, 305(5687): 1138-1140.

- [6] Seneviratne S I, Luthi D, Litschi M, et al. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 2006, 443 (7108): 205-209.
- [7] Orth R, Seneviratne S I. Variability of soil moisture and sea surface temperatures similarly important for warm-season land climate in the Community Earth System Model. *Journal of Climate*, 2017, 30(6): 2141-2162.
- [8] Seneviratne S I, Corti T, Davin E L, et al. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 2010, 99(3/4): 125-161.
- [9] Koster R D, Guo Z, Dirmeyer P A, et al. GLACE: The global land-atmosphere coupling experiment. Part I: Overview. *Journal of Hydrometeorology*, 2006, 7(4): 590-610.
- [10] Koster R D, Mahanama S P P, Yamada T J, et al. The second phase of the global land-atmosphere coupling experiment: Soil moisture contributions to subseasonal forecast skill. *Journal of Hydrometeorology*, 2011, 12(5): 805-822.
- [11] Chahine M T. The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, 1992, 359(6394): 373-380.
- [12] Wu L, Zhang J. Asymmetric effects of soil moisture on mean daily maximum and minimum temperatures over eastern China. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2013, 122(3/4): 199-213.
- [13] Santanello J J A, Peters-Lidard C D, Kumar S V, et al. A modeling and observational framework for diagnosing local land-atmosphere coupling on diurnal time scales. *Journal of Hydrometeorology*, 2009, 10(3): 577-599.
- [14] Lorenz R, Jaeger E B, Seneviratne S I. Persistence of heat waves and its link to soil moisture memory. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(9): 384-397.
- [15] Zampieri M, D'Andrea F, Vautard R, et al. Hot European summers and the role of soil moisture in the propagation of mediterranean drought. *Journal of Climate*, 2009, 22(18): 4747-4758.
- [16] Hirschi M, Seneviratne S I, Alexandrov V, et al. Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience*, 2011, 4(1): 17-21.
- [17] Mueller B, Seneviratne S I. Hot days induced by precipitation deficits at the global scale. *Proceedings of The National Academy of Sciences*, 2012, 109(31): 12398-12403.
- [18] Ruosteenoja K, Markkanen T, Venäläinen A, et al. Seasonal soil moisture and drought occurrence in Europe in CMIP5 projections for the 21st century. *Climate Dynamics*, 2018, 50(3/4): 1177-1192.
- [19] Hauser M, Orth R, Seneviratne S I. Role of soil moisture versus recent climate change for the 2010 heat wave in western Russia. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(6): 2819-2826.
- [20] Seneviratne S I, Wilhelm M, Stanelle T, et al. Impact of soil moisture-climate feedbacks on CMIP5 projections: First results from the GLACE-CMIP5 experiment. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(19): 5212-5217.
- [21] Seneviratne S I, Donat M G, Pitman A J, et al. Allowable CO₂ emissions based on regional and impact-related climate targets. *Nature*, 2016, 529(7587): 477-483.
- [22] Douville H, Colin J, Krug E, et al. Midlatitude daily summer temperatures reshaped by soil moisture under climate change. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(2): 812-818.
- [23] Lorenz R, Argueso D, Donat M G, et al. Influence of land-atmosphere feedbacks on temperature and precipitation extremes in the GLACE-CMIP5 ensemble. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(2): 607-623.
- [24] Gallego-Elvira B, Taylor C M, Harris P P, et al. Global observational diagnosis of soil moisture control on the land surface energy balance. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(6): 2623-2631.
- [25] Miralles D G, Teuling A J, Van Heerwaarden C C, et al. Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. *Nature Geoscience*, 2014, 7(5): 345-349.
- [26] Dirmeyer P A. Trends in land-atmosphere interactions from CMIP5 simulations. *Journal of Hydrometeorology*, 2013, 14 (3): 829-849.
- [27] Badgley G, Fisher J B, Carlos Jiménez, et al. On uncertainty in global terrestrial evapotranspiration estimates from choice of input forcing datasets. *Journal of Hydrometeorology*, 2015, 16(4): 1449-1455.
- [28] Mueller B, Seneviratne S I. Systematic land climate and evapotranspiration biases in CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(1): 128-134.
- [29] Fan Keke, Zhang Qiang, Sun Peng, et al. Variation, causes and future estimation of surface soil moisture on the Tibetan Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2019, 74(3): 520-533. [范科科, 张强, 孙鹏, 等. 青藏高原地表土壤水分变化、影响因素及未来预估. *地理学报*, 2019, 74(3): 520-533.]
- [30] Zeng J, Li Z, Chen Q, et al. Evaluation of remotely sensed and reanalysis soil moisture products over the Tibetan Plateau using in-situ observations. *Remote Sensing of Environment*, 2015, 163: 91-110.

- [31] Bi H, Ma J, Zheng W, et al. Comparison of soil moisture in GLDAS model simulations and in situ observations over the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2016, 121(6): 2658-2678.
- [32] Wan Guoning, Yang Meixue, Wang Xuejia, et al. Variation in soil moisture at different time scales of BJ site on the central Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Soil Science*, 2012, 43(2): 286-293. [万国宁, 杨梅学, 王学佳, 等. 青藏高原中部BJ站土壤湿度不同时间尺度的变化. *土壤通报*, 2012, 43(2): 286-293.]
- [33] Yang Jian, Ma Yaoming. Soil temperature and moisture features of typical underlying surface in the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(4): 813-820. [杨健, 马耀明. 青藏高原典型下垫面的土壤温湿特征. *冰川冻土*, 2012, 34(4): 813-820.]
- [34] Shi Xiaokang, Wen Jun, Wang Lei, et al. Application of AMSR-E brightness temperature data in observation and simulation of soil moisture variation over Northeast Plateau. *Plateau Meteorology*, 2010, 29(3): 545-553. [史小康, 文军, 王磊, 等. AMSR-E卫星亮度温度数据在高原东北部土壤湿度观测和模拟中的应用. *高原气象*, 2010, 29(3): 545-553.]
- [35] Fan Keke, Zhang Qiang, Shi Peijun, et al. Evaluation of remote sensing and reanalysis soil moisture products on the Tibetan Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2018, 73(9): 1778-1791. [范科科, 张强, 史培军, 等. 基于卫星遥感和再分析数据的青藏高原土壤湿度数据评估. *地理学报*, 2018, 73(9): 1778-1791.]
- [36] Editorial Board of the Vegetation Atlas of China, Chinese Academy of Sciences. *Vegetation Atlas of China*. Beijing: Science Press, 2001. [中国科学院中国植被图编辑委员会. *中国植被图集*. 北京: 科学出版社, 2001.]
- [37] Bao X, Zhang F. Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau. *Journal of Climate*, 2013, 26(1): 206-214.
- [38] Hodges K I, Lee R W, Bengtsson L. A comparison of extratropical cyclones in recent reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25. *Journal of Climate*. 2011, 24(18): 4888-4906.
- [39] Saha S, Moorthi S, Pan H, et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2010, 91(8): 1015-1057.
- [40] Sun Rui, Liu Changming. A review on research of land surface water and heat fluxes. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2003, 14(3): 434-438. [孙睿, 刘昌明. 地表水热通量研究进展. *应用生态学报*, 2003, 14(3): 434-438.]
- [41] Lai Xin, Wen Jun, Fan Guangzhou, et al. Improvement of soil moisture simulation over Chinese main land by LDAS-IAP/CAS-1.0. *Plateau Meteorology*, 2017, 36(3): 776-787. [赖欣, 文军, 范广洲, 等. 基于陆面数据同化系统改进中国区域土壤水分的模拟研究. *高原气象*, 2017, 36(3): 776-787.]
- [42] Koster R D, Schubert S D, Suarez M J. Analyzing the concurrence of meteorological droughts and warm periods, with implications for the determination of evaporative regime. *Journal of Climate*, 2009, 22(12): 3331-3341.
- [43] Shi Lei, Du Jun, Zhou Kanshe, et al. The temporal-spatial variations of soil moisture over the Tibetan Plateau during 1980-2012. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(5): 1241-1248. [石磊, 杜军, 周刊社, 等. 1980—2012年青藏高原土壤湿度时空演变特征. *冰川冻土*, 2016, 38(5): 1241-1248.]
- [44] Wang Lei, Wen Jun, Wei Zhigang, et al. Soil moisture over the west of Northeast China and its response to climate. *Plateau Meteorology*, 2008, 27(6): 1257-1266. [王磊, 文军, 韦志刚, 等. 中国西北区西部土壤湿度及其气候响应. *高原气象*, 2008, 27(6): 1257-1266.]
- [45] Ma Zhuguo, Wei Helin, Fu Congbin. Relationship between regional soil moisture variation and climatic variability over east China. *Acta Meteorologica Sinica*, 2000, 58(3): 278-287. [马柱国, 魏和林, 符淙斌. 中国东部区域土壤湿度的变化及其与气候变率的关系. *气象学报*, 2000, 58(3): 278-287.]

Effect of soil moisture variation on near-surface air temperature over the Tibetan Plateau

FAN Keke^{1,2,3}, ZHANG Qiang^{1,2,3}, SUN Peng⁴, SONG Changqing^{1,2,3},
YU Huiqian^{1,2,3}, ZHU Xiudi^{1,2,3}, SHEN Zexi^{1,2,3}

(1. Key Laboratory of Environmental Change and Natural Disaster, Ministry of Education, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 2. Academy of Disaster Reduction and Emergency Management, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 3. Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 4. College of Geography and Tourism, Anhui Normal University, Wuhu 241002, Anhui, China)

Abstract: The Tibetan Plateau is one of the most sensitive regions to global climate change. It is of important theoretical significance to explore the effect of soil moisture changes on near-surface air temperature for the study of the water cycle of the Tibetan Plateau and its impact on the surrounding climate and environment. Based on the NCEP-CFSR dataset, this paper reveals the spatial-temporal pattern of soil moisture content in different seasons and different vegetation zones on the Tibetan Plateau, the response and coupling of soil moisture and evaporation rate, and the impact of soil moisture on near-surface air temperature through evapotranspiration. The results show that: (1) The spatial pattern of soil water on the Tibetan Plateau is basically similar in different seasons, showing a decreasing trend from southeast to northwest and the spatial characteristics of drying in humid regions and wetting in arid regions; (2) The soil moisture in most parts of the Tibetan Plateau is in a transitional state, in which the southern and southeastern parts of the plateau are in a state of transition throughout the year, while the soil moisture in the Qaidam Basin is almost in a dry state all the year round; (3) The sensitivity of the near-surface air temperature to soil moisture is the weakest in winter, but the strongest in summer with weak spatial difference, which is negative feedback in winter, spring and summer. Moreover, the sensitivity of air temperature to soil moisture varies greatly in different vegetation coverage areas. This study has important theoretical significance for further exploring the regional water cycle and its effects under the coupled land-atmosphere state and the changing environment of the Tibetan Plateau.

Keywords: Tibetan Plateau; soil moisture; near-surface air temperature; evaporation rate; conversion mechanism