

河西走廊近 40 年地表土壤冻融状态变化特征

薛华柱¹, 金磊¹, 董国涛^{1,2,3}, 张浩杰¹, 李自闯¹

(1.河南理工大学测绘与国土信息工程学院,河南 焦作 454000;

2.黄河水利委员会黄河水利科学研究所,郑州 450003;3.黑河水资源与生态保护研究中心,兰州 730030)

摘要:为探究河西走廊地区土壤冻融规律,基于 ERA5-LAND 逐小时地表温度数据,通过划分不同冻融阶段并结合 Mann-Kendall 趋势检验及线性回归法,分析河西走廊近 40 年地表土壤冻融状态变化特征。结果表明:(1)春季过渡期发生天数呈现平原多山区少,总体年均发生天数为 65 天以上,完全融化期发生天数整体上为北部多于南部,在同一纬度上呈东部多于西部,且发生天数为 200 天以上的地区不断增加;秋季过渡期年均发生天数最少,为 50 天左右,完全冻结期发生天数随海拔升高而增加,其中春季过渡期发生天数的空间分布随时间变化较明显。(2)春季过渡期和完全融化期起始日期由北向南逐渐推迟,南北差异最大为 90 天以上,且不同时期完全融化期起始日期空间分布变化明显。秋季过渡期起始日期与前者相反,由北向南逐渐提前,不同时期空间分布无明显差异。绝大部分地区在 12 月份进入完全冻结期,高海拔山区在 11 月份进入完全冻结期。(3)研究区大部分地区春季过渡期起始日期滞后,完全融化期起始日期提前,故春季过渡期发生天数总体以 0.2 天/年的速率减少,而大部分地区秋季过渡期起始日期滞后,致使完全融化期发生天数以 0.3 天/年的速率增加。研究区北部完全冻结期发生天数呈增加趋势,而南部祁连山脉一带则呈现减少趋势,完全冻结期起始日期总体以 0.03 天/年的速率推迟。(4)山地、绿洲和荒漠地区近 40 年完全融化期发生天数分别以 0.393,0.321,0.288 天/年的速率增加,起始日期分别以 0.134,0.188,0.206 天/年的速率提前,完全冻结期发生天数分别以 0.353,0.219,0.016 天/年的速率减少,起始日期以 0.06,0.10,0.01 天/年的速率推迟。在全球变暖趋势下,年均气温每升高 1℃,完全融化期发生天数增加 8.1 天,起始日期提前 4.53 天,完全冻结期发生天数减少 9.02 天,起始日期推迟 3.27 天。研究结果可为土壤冻融对气候变化响应相关研究提供理论依据。

关键词:土壤冻融状态; ERA5-LAND; 时空变化; 河西走廊

中图分类号: S152

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2023)06-0065-09

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbxb.2023.06.009

Analysis of Spatiotemporal Variations of Freeze-thaw State of Surface Soil in Hexi Corridor in Recent 40 Years

XUE Huazhu¹, JIN Lei¹, DONG Guotao^{1,2,3}, ZHANG Haojie¹, LI Zichuang¹

(1.School of Surveying and Land Information Engineering, Henan Polytechnic University,

Jiaozuo, Henan 454000; 2.Yellow River Conservancy Research Institute, Yellow River Conservancy

Commission, Zhengzhou 450003; 3.Heihe Water Resources and Ecological Protection Research Center, Lanzhou 730030)

Abstract: In order to explore the law of soil freeze-thaw in Hexi Corridor, based on the hourly surface temperature data of ERA5-LAND, the changes of surface soil freeze-thaw state in the past 40 years were analyzed by dividing different freeze-thaw stages and combining Mann-Kendall trend test and linear regression method. The results showed that: (1) The number of occurrence days in the spring transition period were more in plains than in mountainous areas, and the average annual occurrence days were more than 65 days. The number of occurrence days of complete melting period was more in the north than in the south, more in the east than in the west at the same latitude, and the number of occurrence days in more than 200 days was increasing. The number of average annual occurrence days in the autumn transition period was the least,

收稿日期: 2023-04-11

资助项目: 国家自然科学基金项目(51779099); 河南省高校基本科研业务费专项(NSFRF230631)

第一作者: 薛华柱(1977—),男,博士,副教授,主要从事地表参数定量反演研究。E-mail: xhz@hpu.edu.cn

通信作者: 董国涛(1982—),男,博士,正高级工程师,主要从事水文水资源遥感研究。E-mail: dongguotao@hky.yrcc.gov.cn

about 50 days, and the number of days of complete freezing increased with the increase of altitude, among which the spatial distribution of the number of days in the spring transition period changed significantly with time. (2) The start date of the spring transition period and the complete melting period was gradually postponed from north to south, and the maximum difference between the north and the south was more than 90 days, and the spatial distribution of the start date of the complete melting period in different periods changed significantly. The start date of the autumn transition period was the opposite of the former, gradually advancing from north to south, and there was no obvious difference in spatial distribution between different periods. Most areas were completely frozen in December, and high-altitude mountainous areas were fully frozen in November. (3) The start date of the spring transition period was lagging behind in most areas of the study area, and the start date of the complete melting period was advanced, so the number of days of the spring transition period decreased at a rate of 0.2 d/a, while the start date of the autumn transition period in most areas was lagging, resulting in the increase of the number of days of complete melting period at a rate of 0.3 d/a. The number of days of complete freezing period in the northern part of the study area increased, while the southern Qilian Mountains showed a decreasing trend, and the start date of the complete freezing period was generally delayed at a rate of 0.03 d/a. (4) The number of days of complete melting in mountainous areas, oases and desert areas in the past 40 years increased at the rates of 0.393, 0.321 and 0.288 d/a, the start date was advanced by 0.134, 0.188 and 0.206 d/a, the number of days of complete freezing period decreased by 0.353, 0.219, and 0.016 d/a, respectively, and the start date was delayed at the rate of 0.06, 0.1, 0.01 d/a. Under the trend of global warming, for every 1°C increase in annual average temperature, the number of days of complete melting increased by 8.1 days, the start date was advanced by 4.53 days, the number of days of complete freezing period decreased by 9.02 days, and the start date was delayed by 3.27 days. The results can provide a theoretical basis for the study of soil freeze-thaw response to climate change.

Keywords: soil freeze-thaw state; ERA5-LAND; spatiotemporal variations; Hexi Corridor

土壤冻融循环是指热量的季节或昼夜变化所引起土壤表层出现冻结解冻交替的过程,直接影响地表土壤水分的变化,从而改变土壤的热状况、结构和性质^[1]。土壤冻融循环受气候变化、地形地貌以及植被覆盖等多种因素的共同影响,主要发生在高海拔或高纬度的冰冻圈。近年来,受气候变暖影响,冻土层的地表分布和活动层厚度发生显著变化^[2]。目前为止,存在于北半球的多年冻土区约有 2 100 万 km²,而多年冻土实际面积约为 1 400 万 km²,中国作为世界冻土大区,多年冻土占国土面积的 21.5%,季节冻土占 53.5%^[3]。位于中国西北部的河西走廊,存在着大面积的季节性冻土,冻结期具有不透水的特性,因此,在冻融交替变化的过程中影响融雪水下渗,进而改变土壤水热平衡状态,且对陆地生态系统、水文过程及碳循环、气候系统等也具有深刻影响^[4]。

传统土壤冻融循环研究主要利用站点监测和数值模拟等方法。苏玥等^[5]利用 22 个气象观测站数据,结合 Mann-Kendall 法、多元线性回归等方法,分析内蒙古 1981—2018 年最大冻土时空分布特征及年际变化;张昊琛等^[6]利用内蒙古 45 个气象站点近 40 年日均地表温度数据、全球陆面再分析产品数据及 NDVI 数据,研究内

蒙古地表冻融指数的时空分布特征;张戈等^[7]利用玛曲 2017—2018 年土壤温度/湿度观测资料并结合陆面模式 CLM5.0 模拟资料,探讨冻融过程中地表水热交换特征;蔡林彤等^[8]利用实测站点数据结合 GLDAS-NOAH 陆面模式数据分析青藏高原中部冻结强度变化及其与气温的关系。然而基于气象站点观测数据进行研究,其研究结果受站点数量及分布的影响较大,而且有一定的区域局限性,不能应用于大面积区域,数值模拟的方法虽然可以较好地反映土壤冻融的空间分布特征,但其容易受大气压迫场及模式冻融参数的影响,模拟结果仍存在一定的偏差^[9]。

遥感技术相较于站点监测具有更大的优势,使连续监测成为可能,且可以突破区域尺度局限性,沈麒麟等^[10]利用 Fourier 非线性模型对 MODIS、AMSR-E、AMSR-2 等遥感数据进行融合,研究青藏高原 2002—2020 年近地表土壤日冻融循环时空变化;蒋雨芹等^[11]利用玛曲观测场地基微波辐射计观测数据、浅层土壤温度和近地面气温数据,通过构建不同土壤冻结因子评估黄河源区草原下垫面土壤冻融过程;邵婉婉^[12]利用被动微波遥感数据,研究北半球 1979—2015 年逐日地表土壤冻融状态,但遥感数据

受限于空间分辨率及混合像元等因素影响,研究结果仍存在一定的不确定性^[13]。

大气再分析数据产品同化大量卫星资料以及地面和高空等常规观测资料,与传统实测数据相比,具有时间序列长、覆盖面广、分辨率高、不受地形地貌条件限制等特点^[14]。目前,已知的再分析数据集中 ERA5-LAND 的地表温度数据与实地观测数据更接近,且支持与水资源、土地和环境管理相关的各种应用^[15]。岳书平等^[1]利用 ERA5-LAND 地表温度数据研究中国东北地区土壤冻融状态时空变化特征;Li 等^[16]利用 ERA5-LAND 数据集定量分析 1950—2020 年中国无霜期和霜冻天数时空变化趋势。河西走廊是中国重要的商品粮基地,也是气候变化的敏感区和生态的脆弱区。研究河西走廊地区土壤冻融规律对粮食的影响具有重要意义。目前河西走廊地区土壤冻融的研究相对较少,因此,拟利用 1981—2020 年 ERA5-LAND 土壤温度数据来研究河西走廊近地表冻融状态及时空变化特征。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

河西走廊(37°15′—41°30′N, 92°21′—104°45′E)位于中国甘肃省西北部祁连山和北山之间,东起乌鞘岭,西至玉门关,南以祁连山为界,北与内蒙古毗邻^[17],除山区和小部分绿洲外,广大区域为荒漠戈壁(图 1),属于干旱大陆性气候,年均降水量约 200 mm,南部祁连山地区有许多雪峰和冰川,是三大水系发源地,自西向东依次是疏勒河、黑河和石羊河流域。疏勒河流域位于走廊的西段,发源于祁连山脉西段托来南山与疏勒南山之间,流域面积 10.18 万 km²;黑河流域位于走廊中段,发源于祁连山中部腹地,流域面积约 14.29 万 km²,是我国西北地区第二大内陆河流域;石羊河流域位于走廊东段,发源于祁连山北麓的冷龙岭,流域面积 4.16 万 km²,主要支流有大景河、古浪河、黄羊河等。近些年,河西走廊平均气温呈明显上升趋势,年均降水量较少,是气候变化的敏感区,也是我国西北地区最主要的经济作物集中产区,有“西北粮仓”之称。

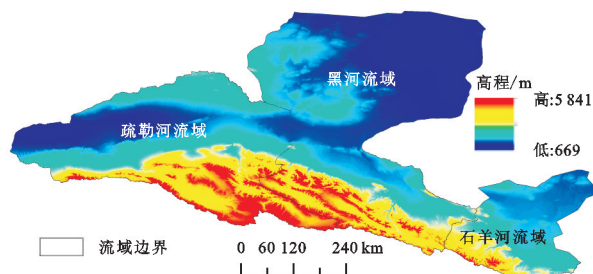


图 1 研究区概况

1.2 数据来源及预处理

所用的地表 0—7 cm 土层土壤温度数据(时间分辨率 1 h,空间分辨率 0.1°)及月平均 2 m 气温数据(空间分辨率 0.1°)来自于欧洲中期天气预报中心(ECWMF)提供的 ERA5-LAND 再分析数据集^[18],该数据集是通过 ECWMF 第五代再分析产品 ERA5 近地表大气场驱动的单一模拟生成的。再分析数据是将模型数据与来自世界各地的观测数据结合起来,利用物理学定律形成 1 个全球完整的、一致的数据集。Zhao 等^[19]使用祁连山地区 17 个气象站实测地表气温数据与 ERA5-LAND 再分析产品进行对比,验证 ERA5-LAND 数据可以很好地再现地表气温的变化趋势。为检验再分析数据集地表土壤温度在河西走廊地区适用性,利用国家青藏高原科学数据中心提供的地面观测数据^[20],选择 3 个典型气象站点(大沙龙站、荒漠站、黑河遥感站)的地表 4 cm 土层土壤温度数据与再分析数据进行比较,站点位置见图 2,对比结果见图 3,ERA5-LAND 数据与站点实测数据在不同地区均表现出很好的相关性,相关系数分别为 0.95,0.99,0.96。土地覆盖类型数据是来自中分辨率成像光谱仪(MODIS)土地覆盖产品 MCD12Q1,空间分辨率为 500 m,高程数据来源于 ASTGTM 数据集,空间分辨率为 30 m。

利用 MATLAB 逐像元读取并裁剪统计得到研究区地表 0—7 cm 逐日最高温和最低温,以 10 年为间隔将上述统计数据划分为 4 个时期,即 1981—1990 年逐日最高温、1981—1990 年逐日最低温、1991—2000 年逐日最高温、1991—2000 年逐日最低温,以此类推,最后统计站点数据的逐日最高温、最低温和年平均气温。

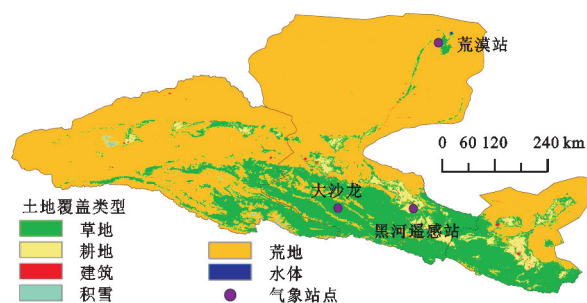


图 2 河西走廊 2020 年土地覆盖类型数据

1.3 研究方法

1.3.1 Mann-Kendall(M-K)趋势检验 Mann-Kendall(M-K)是 1 种非参数检验法,常用于分析降雨、径流、气温等要素的时间序列变化趋势,不需要样本服从特定的分布,而且不容易受到数据中存在的异常值干扰^[21]。假定气候变化是稳定的,时间序列相互独立,且保持相同连续分布。对于具有 n 个样本量的时间序列($x_1, x_2, \dots, x_i$)

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{Sgn}(x_j - x_k) k \neq j \text{ 且 } k, j \leq n \quad (1)$$

$$\text{Sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

S 为正态分布,其均值为 0,方差为:

$$\text{var}(S) = n(n-1)(2n+5)/18 \quad (3)$$

当为长时间序列时,即 $n > 10$ 时,标准的正态统计变量用计算式:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

当检验统计量 $Z > 0$ 表示序列呈增加趋势, $Z < 0$ 表示呈减少趋势;当 Z 的绝对值 > 1.96 或 > 2.58 时,表明趋势达到 0.05 或 0.01 显著性水平。

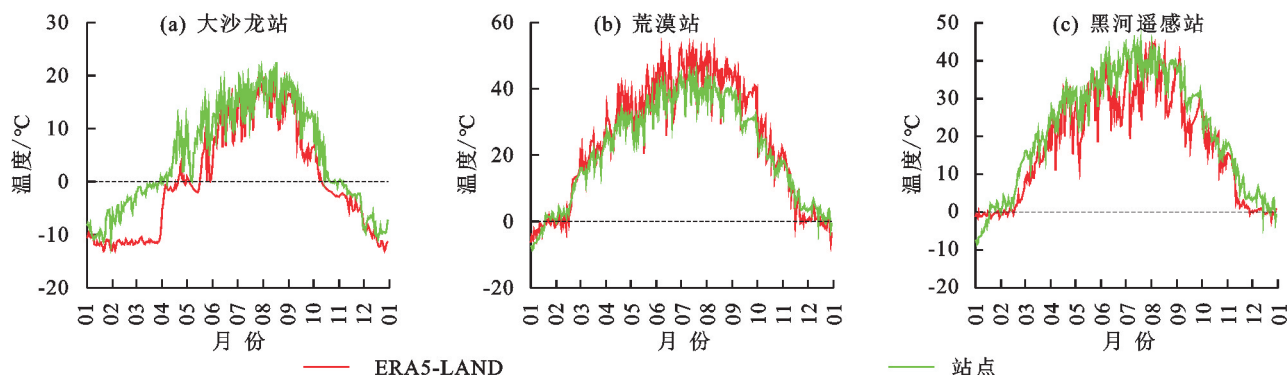


图 3 站点和 ERA5-LAND 地表土壤温度数据对比

1.3.2 研究区土壤冻融阶段划分 目前,界定土壤冻融状况主要通过阈值法进行判断^[22]。根据不同研究情况,所选的阈值也不同,大多数研究均以 0°C 作为判断冻融状态的阈值,但也有一部分学者把地表温度连续几天低于 0°C 作为判断冻融状态的标准^[23]。根据已有的研究^[22-23]并结合研究区情况,选择 0°C 作为判断土壤冻融状态的阈值。

关于土壤冻融阶段的划分,葛俊等^[24]利用平均日变化法,以 13 天为“滑动型”时间窗口对数据进行处理,并以 0°C 为阈值将 1 年冻土划分为完全融化、完全冻结、融化过程和冻结过程 4 个阶段;焦永亮等^[25]根据浅层土壤的日最高温和日最低温将浅层土壤划分为土壤完全融化、土壤日冻融发生及土壤完全冻结 3 个阶段;林笠等^[26]将数据进行 7 天滑动平均处理,并以连续 5 天日最低温和日最高温与 0°C 比较,将冻融阶段划分为完全冻结期、无冻结期、秋冬始冻期及冬春解冻期。

拟将地表土壤温度数据进行 5 天滑动平均处理,以 0°C 为阈值将日最高温低于 0°C 的第 1 天至最后 1 天归为完全冻结期;最低温度高于 0°C 的第 1 天至最后 1 天归为完全融化期;最高温度高于 0°C 且最低温度低于 0°C 的时期归为冻融过渡期,并以 8 月份第 1 天为界限,冻融过渡期发生在此之前为春季过渡期,在此之后则为秋季过渡期。在发生冻融交替后仍然会出现完全冻结情况,考虑到地表对气候变化非常敏感,本文将第 1 次出现冻融交替的日期作为冻融过渡期的开始。为方便数据统计,将 1 月 1 日至 12 月 31 日按照时间顺序进行编号,1 月 1 日为 1 年的开

始,作为第 1 天,以此类推。根据确定的冻融阈值和划分的冻融阶段,将数据每 10 年取 1 次平均,分别统计各冻融阶段的发生天数和起始日期,对比其不同时期的空间分布,并对 1981—2020 年各冻融状态进行逐年统计,利用 M—K 趋势检验法分析河西走廊近 40 年地表不同冻融状态的变化趋势。

2 结果与分析

2.1 不同土壤冻融状态发生天数的空间差异

图 4 为河西走廊近 40 年不同冻融状态发生天数分布图。1981—1990 年的冻融变化情况与之后 30 年情况类似,河西走廊近地表土壤秋季过渡期发生天数最少,年均发生天数为 50 天;春季过渡期和完全冻结期基本相同,年均发生天数普遍为 65 天以上;完全融化期发生天数最多,年均发生天数为 170 天以上。由图 4a 可知,河西走廊西部春季过渡期发生天数多于东部,并且呈现从东南向西北逐渐增加趋势,发生天数较少的区域位于石羊河流域上游的乌鞘岭—冷龙岭一带;发生天数较多的区域位于黑河流域和疏勒河流域下游的低海拔平原区,发生天数均为 85 天以上,且从整体上来看,研究区范围内大部分地区春季过渡期发生天数均为 70 天以上。通过对比 4 期数据发现,不同区域春季过渡期发生天数有明显变化,研究区东北部低海拔区域发生天数呈明显减少趋势,乌鞘岭—冷龙岭区域发生天数呈增加趋势。由图 4b 可知,近地表土壤完全融化期发生天数的空间分布具有明显的纬度地带性和垂直地带性,整体上呈现由南向北逐渐增加趋势,北部各流域下游的绿洲及荒漠区发

生天数普遍为 160 天以上。受海拔影响较大,祁连山脉一带的高海拔地区完全融化期发生天数最少,随着海拔下降,发生天数逐渐增加,各流域下游低海拔平原区域的发生天数最多,尤其是荒漠区,土壤水分含量低,地表温度较高,完全融化期普遍在 210 天以上。由 4 期数据对比发现,低海拔平原区域完全融化期发生天数呈增加趋势,各流域上游发生天数无明显变化。由图 4c 可知,秋季过渡期发生天数在空间分布上较均匀,石羊河流域上游的冷龙岭一带发生天数最少,疏勒河流域上游祁连山脉一带发生天数最多,研究区的大部分区域秋季过渡期发生天数为 40~70

天,主要分布在各流域下游的绿洲及荒漠区。通过对比 4 期数据,秋季过渡期发生天数为 70 天以上的区域逐渐减少,研究区内秋季过渡期发生天数的总体变化较小。由图 4d 可知,完全冻结期的发生天数受海拔影响较大,由北向南,随着海拔升高完全冻结期的发生天数逐渐增加,在祁连山脉高海拔区域,完全冻结期发生天数为 200 天以上,而研究区北部的荒漠区完全冻结期的发生天数普遍在 50 天以内。对比 4 期数据发现,完全冻结期在空间分布上无明显变化,只有发生天数为 200 天以上的区域范围呈减少趋势,是由于受近些年全球气温上升的影响。

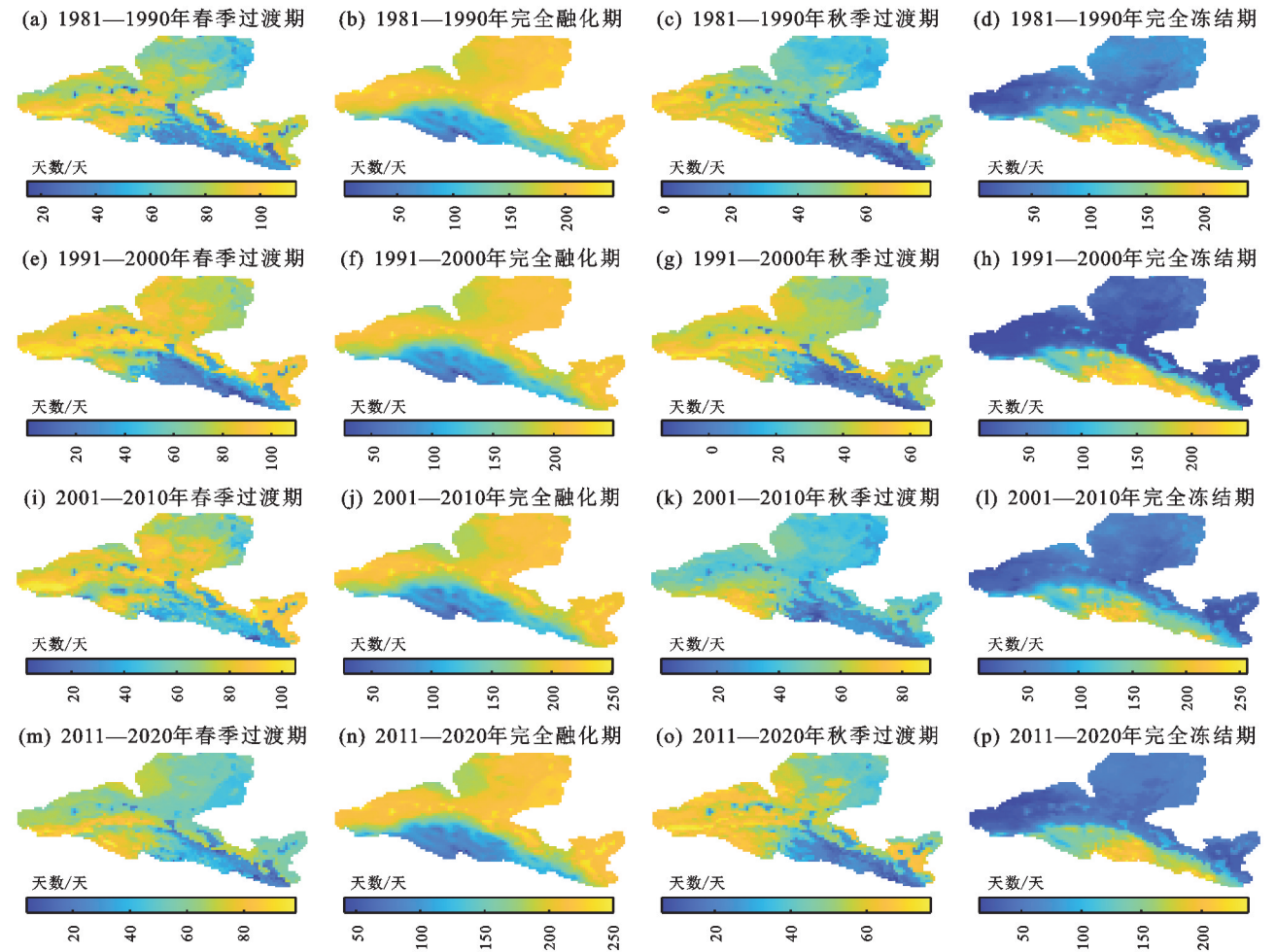


图 4 河西走廊不同冻融状态发生天数的分布

2.2 不同土壤冻融状态起始日期的空间差异

图 5 为河西走廊近 40 年不同冻融状态起始日期的分布图。1981—1990 年的冻融变化情况与之后 30 年情况类似,由图 5a 可知,近地表土壤春季过渡期起始日期受海拔和纬度的影响较大,由北向南随着海拔升高冻融的起始日期逐渐推迟,研究区北部各流域下游荒漠区在 1 月份开始冻融交替,绿洲区 3 月份出现冻融交替,研究区南部的高海拔地区开始冻融日期最晚,如祁连山一带高海拔山区在 5 月份才开始出现冻融交替。对比 4 期不同时期的数据发现,春季过渡期起始日期在 90 天以

后的区域逐渐减少,平原地区无明显变化。由图 5b 可知,完全融化期起始日期也明显受到海拔高度的影响,研究区的大部分区域在 3—4 月开始进入完全融化期,主要是位于研究区北部和东部的绿洲及荒漠区,而研究区南部祁连山一带,5 月中旬之后才进入完全融化期,位于疏勒河上游的高海拔地区进入完全融化期的时间最晚。在同一纬度上,研究区东部的平原地区比西部的山区更早进入完全融化期。对比 4 期不同时期数据可知,研究区北部进入完全融化期的日期不断提前,4 月份之后进入完全融化期的区域逐渐减少,研究区南部祁连山

附近高海拔山区开始完全融化期的起始日期无明显变化。由图 5c 可知,近地表土壤秋季过渡期的起始日期空间差异相对比较明显,研究区北部各流域下游的低海拔荒漠区 10 月中旬开始进入秋季过渡期,祁连山高海拔山区 9 月份之前开始秋季过渡期,绿洲区开始秋季过渡期的时间最晚,在 11 月份才进入秋季过渡期。由 4 期不同时期的数据可知,祁连山高海拔地区进入秋季过渡期的时间不断推迟,8 月份进入秋季过渡期的区域不断减

少,研究区北部起始日期在 10 月和 11 月呈现出交替转换趋势。由图 5d 可知,研究区大部分区域在 12 月份上旬进入完全冻结期,而南部祁连山一带则在 11 月初开始完全冻结期,不同时期结果对比发现,完全冻结期起始日期在 1981—2000 年有较明显波动,大部分地区出现推迟的情况,主要是受到气候变化的影响。高振荣等^[27]研究指出,河西走廊地区最高气温在 1991 年和 1999 年出现波动,呈明显增高趋势。

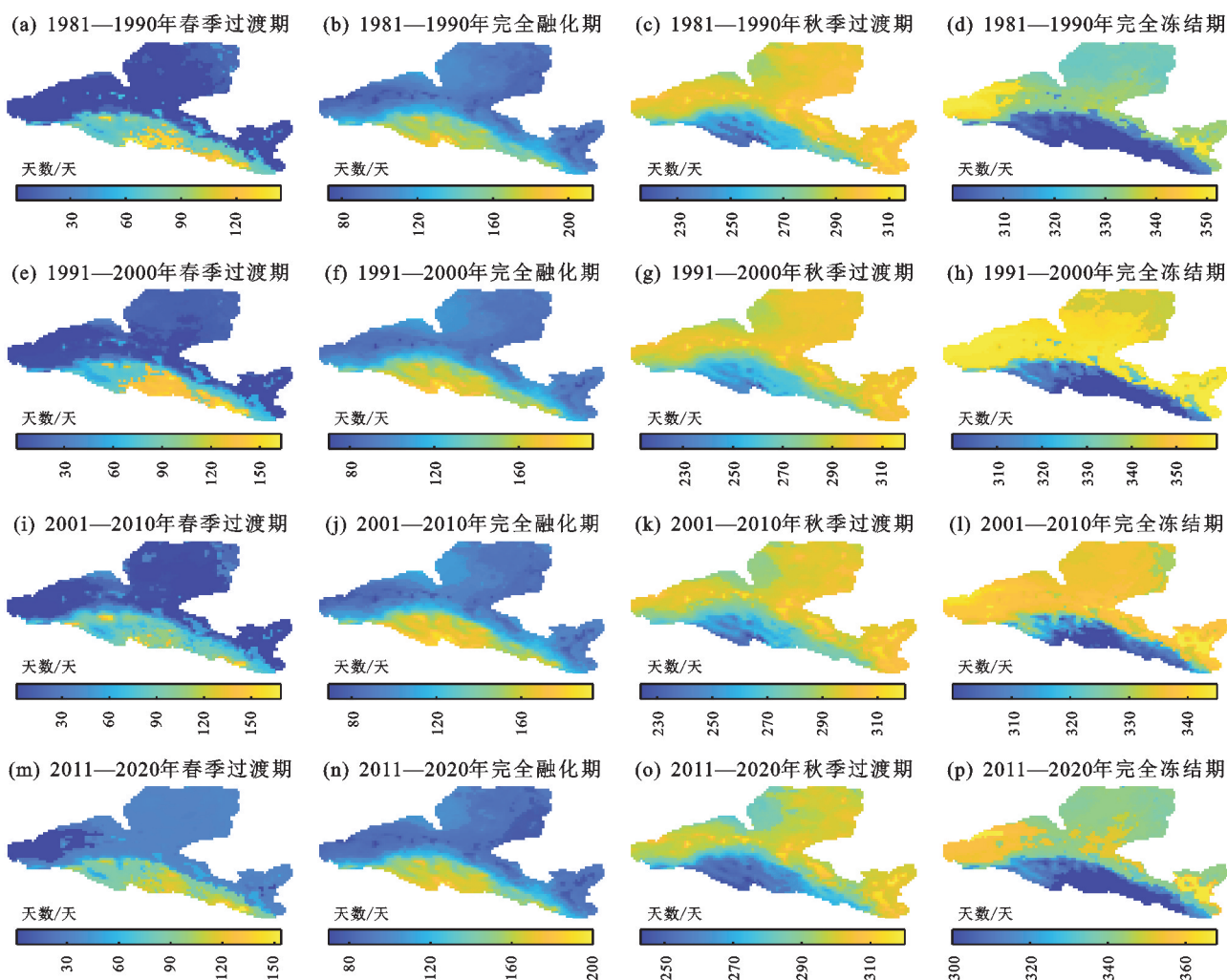


图 5 河西走廊不同冻融状态起始日期的分布

2.3 不同土壤冻融状态发生天数和起始日期的变化趋势

通过统计得到研究区近 40 年不同冻融状态逐年发生的天数和起始日期,利用 M—K 趋势分析及线性回归法研究不同冻融状态发生天数和起始日期的变化特征(图 6)。由图 6a、图 6i 可知,河西走廊北部的荒漠区,春季过渡期的发生天数呈显著减少趋势,变化速率均为 -0.2 天/年以上,而位于研究区南部的高海拔山区则呈增加趋势。由图 6e、图 6m 可知,北部荒漠区春季过渡期的起始日期较明显推迟,部分地区推迟速率可达 0.5 天/年以上,而春季过渡期结束日期提前,春季过渡期发生天数呈减少趋势。由图 6b、图 6j 可知,河西走廊全域

1981—2020 年完全融化期发生天数均呈现增加趋势,置信水平在 90% 以上,年均变化速率为 0.3 天/年以上。由图 6f、图 6n 可知,只有小部分区域的完全融化期呈现推迟情况,主要集中在研究区北部的高海拔山区,其他地区完全融化期均有明显的提前趋势,变化速率为 0.2 天/年以上,与全球的气候变化密切相关。从秋季过渡期发生天数来看(图 6c),位于石羊河流域中下游的武威市、金昌市,疏勒河流域上游的祁连山一带以及下游的敦煌市,秋季过渡期发生天数呈较明显的减少趋势;沿祁连山脉自乌鞘岭至酒泉市以及黑河流域下游的荒漠区秋季过渡期的发生天数明显增加。由图 6g 可知,除研究区东部和中部的部分地区秋季过渡期的起

始日期呈提前趋势外,其他地区秋季过渡期的起始日期均明显推迟。由图 6d、图 6l 可知,研究区北部部分地区完全冻结期的发生天数有增加趋势,平均变化速率为 0.05 天/年,其余地区尤其是研究区南部乌鞘岭

至酒泉市一带,完全冻结期发生天数明显减少。由图 6h、图 6p 可知,研究区内绝大部分地区完全冻结期的起始日期呈现出推迟趋势,只有位于西部的敦煌市、东部武威市和金昌市以及中部的部分地区明显提前。

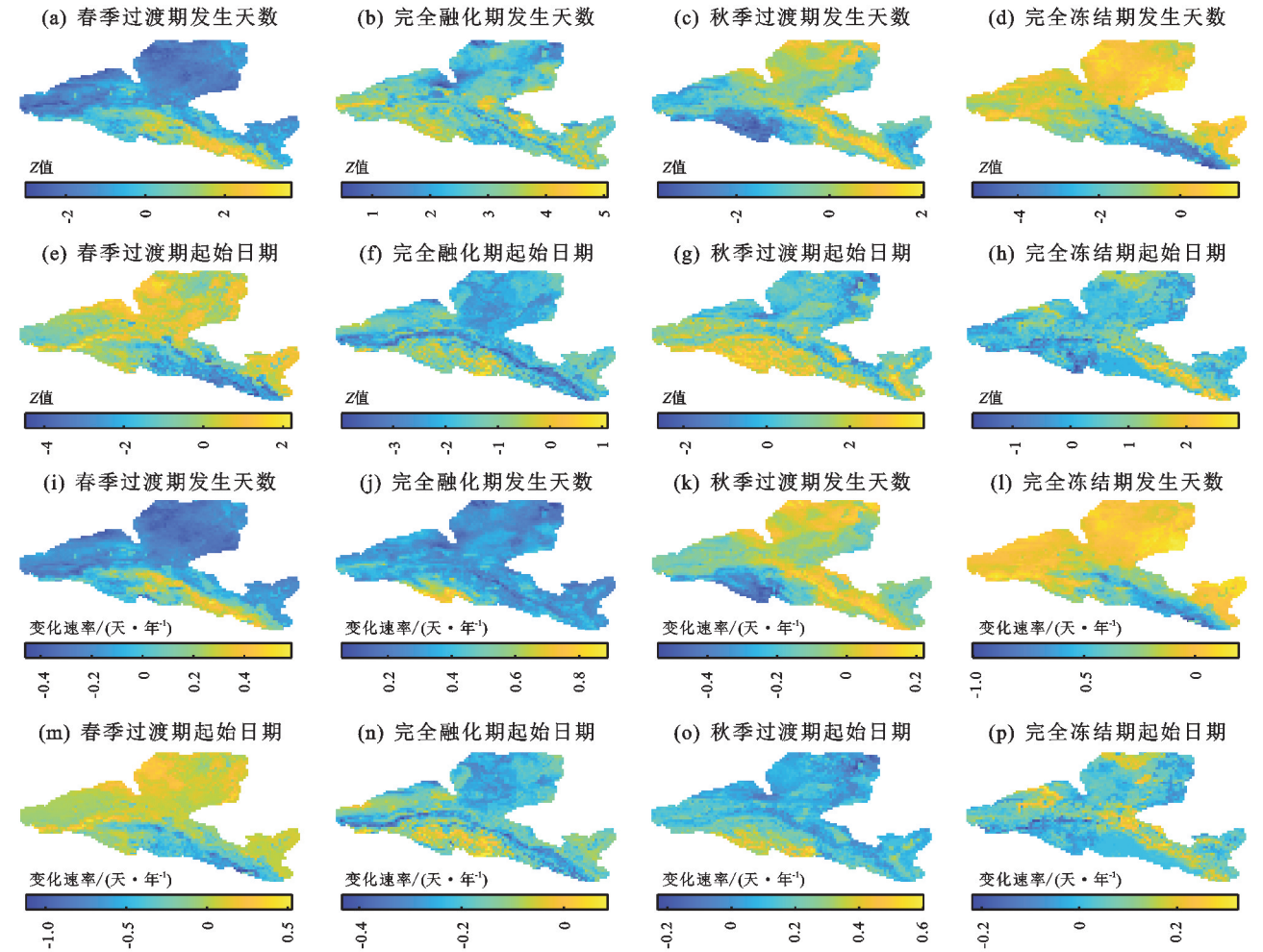


图 6 1981—2020 年河西走廊不同冻融状态发生天数和起始日期变化趋势及速率的分布

3 讨论

3.1 不同区域土壤冻融发生天数及起始日期变化趋势

河西走廊地形复杂,除山区和小部分绿洲外,广大区域为荒漠戈壁,为探究各区域冻融变化特征,将 3 个主要区域进行空间平均,得到山地、绿洲及荒漠区冻融发生天数及起始日期的变化趋势(图 7)。山地、绿洲及荒漠区融化期发生天数均呈显著增加趋势,增加速率分别为 0.393,0.321,0.288 天/年。冻结期发生天数呈减少趋势,山地区域减少趋势最为明显,减少速率为 0.355 天/年,绿洲次之,减少速率为 0.219 天/年,荒漠区最缓,为 0.016 天/年。从融化期起始日期来看,山地、绿洲及荒漠区均呈现提前趋势,变化速率分别为 0.134,0.188,0.206 天/年,冻结期则均呈推迟趋势,变化速率分别为 0.06,0.10,0.01 天/年。研究区冻融状态整体上呈现冻结期推迟、持续时间减少趋势,而融化期则呈现起始日期提前、持续时间增加趋势。受到全球气候变暖影响,且由于地表覆盖以及地形地势的变化,冻融状态在空间

上的分布也呈现出一定的差异性。

3.2 气温变化趋势及其对冻融的影响

近年来,由于全球变暖日益加剧,冻土面积不断减少,冻土退化导致水资源流失,地下水位下降,而土壤冻融交替影响地下水运移规律及土壤结构,进而影响植被生长状况,对生态平衡造成威胁。为探究河西走廊地区气候变化对土壤冻融的影响,对其年最高气温、年最低气温及年平均气温进行统计(图 8),年最高气温、年最低气温及年平均气温均呈显著增加趋势,增加速率分别为 0.042,0.023,0.032 $^{\circ}\text{C}/\text{年}$,其中年最高气温增加速率最为显著。有研究^[28]表明,浅层土壤温度对气温变化响应最大,气温变化直接影响土壤冻融。本文利用线性回归方法研究年平均气温变化对土壤冻融的影响(图 9),随气温升高,融化期发生天数呈显著增加趋势,冻结期发生天数呈显著减少趋势,年平均气温每升高 1 $^{\circ}\text{C}$,融化期发生天数增加 8.1 天,冻结期发生天数减少 9.02 天,而冻融起始日期的变化趋

势则恰好相反,年平均气温每升高 1°C ,融化期起始

日期提前 4.53 天,冻结期起始日期推迟 3.27 天。

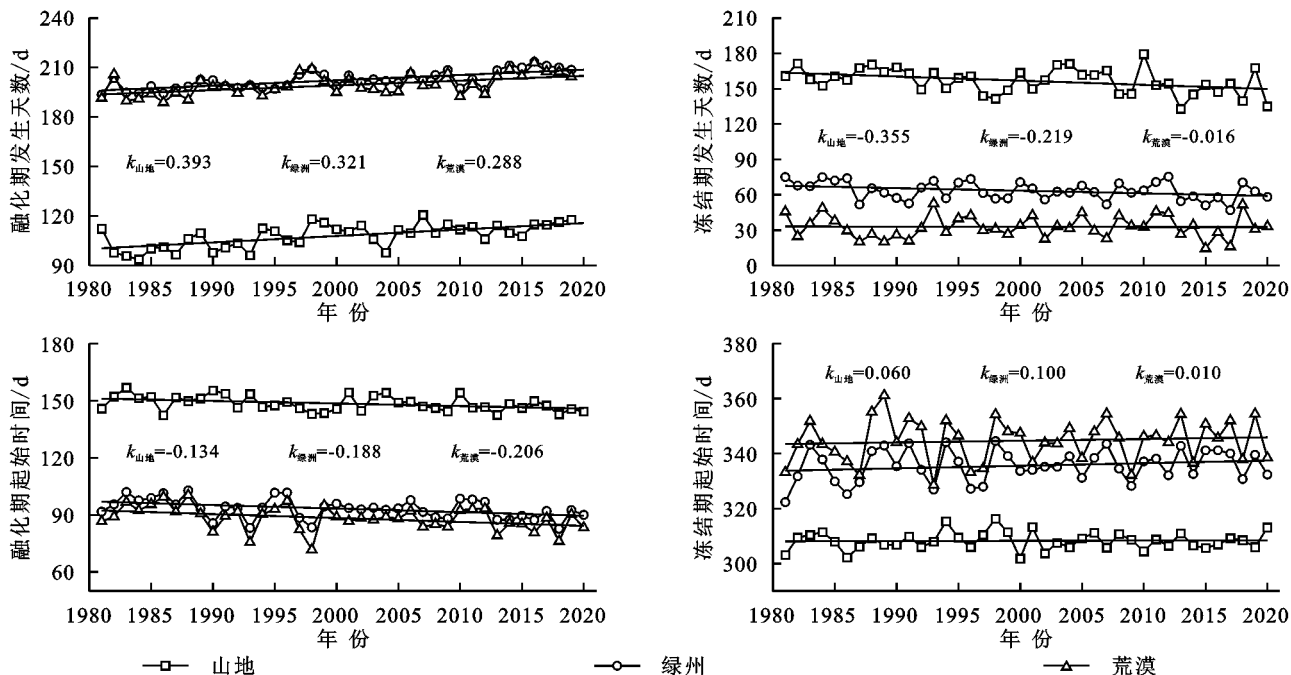


图 7 河西走廊 1981—2020 年不同地区冻融发生天数及起始日期变化趋势

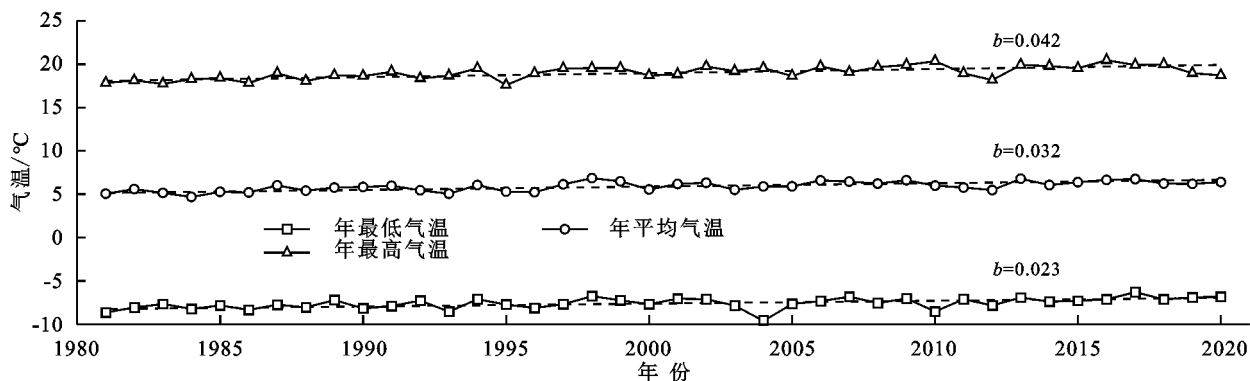


图 8 河西走廊 1981—2020 年气温变化趋势

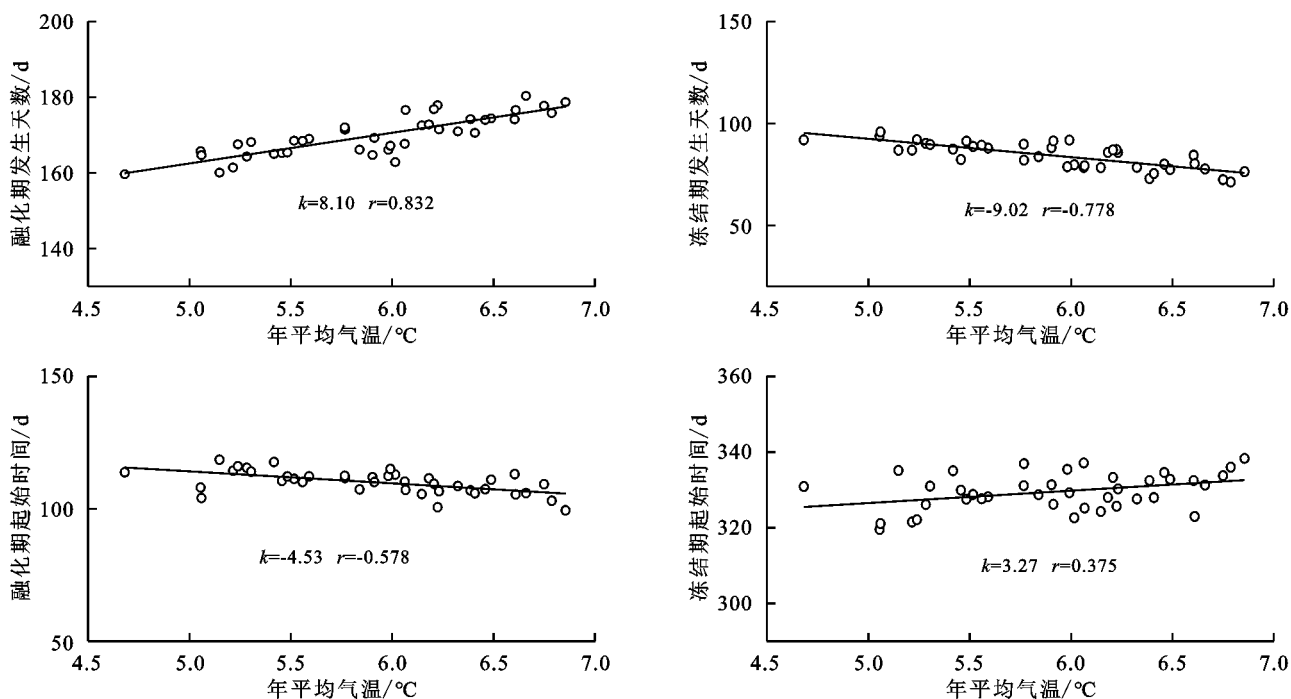


图 9 河西走廊冻融状态与年均气温的相关性

4 结论

(1)河西走廊土壤冻融春季过渡期发生天数呈现平原多于山区,完全融化期发生天数北部多于南部,同一纬度东部多于西部,秋季过渡期年均发生天数最少,且西部多于东部,完全冻结期发生天数由西北向东南逐渐增加。总体上春季过渡期发生天数不断减少,完全融化期不断增加,秋季过渡期和完全冻结期变化相对较小。

(2)春季过渡期和完全融化期起始日期由北向南随海拔升高而推迟,秋季过渡期和完全冻结期则与之相反。受气候变化影响,完全冻结期起始日期在1981—2000年有较明显波动,大部分地区出现推迟现象。

(3)大部分地区春季过渡期起始日期滞后,完全融化期起始日期提前,故春季过渡期发生天数总体以0.2天/年的速率减少,而大部分地区秋季过渡期起始日期滞后,致使完全融化期发生天数总体以0.3天/年的速率增加。研究区北部地区完全冻结期发生天数呈增加趋势,而南部祁连山脉一带则呈现减少趋势,完全冻结期起始日期总体以0.03天/年的速率推迟。

(4)研究区冻融发生天数变化趋势总体一致,局部存在一定差异,变化速率为山区>绿洲>荒漠。完全融化期起始日期变化速率为荒漠>绿洲>山区,完全冻结期起始日期变化速率为绿洲>山区>荒漠。气候变化影响土壤冻融,年均气温每升高1℃,完全融化期天数增加8.1天,起始日期提前4.53天,完全冻结期天数减少9.02天,起始日期推迟3.27天。

参考文献:

- [1] 岳书平,闫业超,张树文,等.基于ERA5-LAND的中国东北地区近地表土壤冻融状态时空变化特征[J].地理学报,2021,76(11):2765-2779.
- [2] 杨建平,杨岁桥,李曼,等.中国冻土对气候变化的脆弱性[J].冰川冻土,2013,35(6):1436-1445.
- [3] 边晴云,吕世华,陈世强,等.黄河源区降雪对不同冻融阶段土壤温湿变化的影响[J].高原气象,2016,35(3):621-632.
- [4] Zhao T J, Shi J C, Hu T X, et al. Estimation of high-resolution near-surface freeze/thaw state by the integration of microwave and thermal infrared remote sensing data on the Tibetan Plateau [J]. Earth and Space Science, 2017, 4(8):472-484.
- [5] 苏玥,张存厚,阿木尔萨那,等.1981—2018年内蒙古典型草原季节性冻土对气候变化的响应[J].干旱区地理,2022,45(3):684-694.
- [6] 张昊琛,萨楚拉,孟凡浩,等.内蒙古地表冻融指数动态变化与驱动因素分析[J].干旱区研究,2022,39(6):1996-2008.
- [7] 张戈,赖欣,刘康.黄河源区玛曲土壤冻融过程中地表水热交换特征分析[J].高原气象,2023,42(3):575-589.
- [8] 蔡林彤,方雪薇,吕世华,等.青藏高原中部冻融强度变化及其与气温的关系[J].高原气象,2021,40(2):244-256.
- [9] 王澄海,董文杰,韦志刚.陆面模式中土壤冻融过程参数化研究进展[J].地球科学进展,2002,17(1):44-52.
- [10] 沈麒麟,刘修国,周欣,等.2002—2020年青藏高原近地表土壤日冻融循环时空变化模式[J].地理学报,2023,78(3):587-603.
- [11] 蒋雨芹,文军,吕少宁,等.地基微波遥感评估黄河源区草原下垫面土壤冻融过程研究[J].冰川冻土,2021,43(6):1718-1731.
- [12] 邵婉婉.利用被动微波遥感监测北半球高分辨率土壤冻融变化[D].兰州:兰州大学,2021.
- [13] 邹德富,赵林,吴通华,等.MODIS地表温度产品在青藏高原连续多年冻土区的适用性分析[J].冰川冻土,2015,37(2):308-317.
- [14] 唐豪,王晓云,陈伏龙,等.基于ERA5-Land数据集的玛纳斯河径流模拟研究[J].地学前缘,2022,29(3):271-283.
- [15] Muñoz-Sabater J, Dutra E, Agustí-Panareda A, et al. ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications[J]. Earth System Science Data, 2021, 13(9):4349-4383.
- [16] Li H Y, Liu G H, Han C T, et al. Quantifying the trends and variations in the frost-free period and the number of frost days across China under climate change using ERA5-land reanalysis dataset[J]. Remote Sensing, 2022, 14(10):e2400.
- [17] 张晓晓,张钰,徐浩杰,等.河西走廊三大内陆河流域出山径流变化特征及其影响因素分析[J].干旱区资源与环境,2014,28(4):66-72.
- [18] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. The ERA5 global reanalysis [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2020, 146(730):1999-2049.
- [19] Zhao P, He Z B. A first evaluation of ERA5-land reanalysis temperature product over the Chinese Qilian Mountains [J]. Frontiers in Earth Science, 2022, 10:e907730.
- [20] Liu S M, Xu Z W, Wang W Z, et al. A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2011, 15(4):1291-1306.
- [21] Atta-ur-Rahman, Dawood M. Spatio-statistical analysis of temperature fluctuation using Mann-Kendall and Sen's slope approach[J]. Climate Dynamics, 2017, 48(3/4):783-797.

- 出版社,1996.
- [21] 吴克宁,赵瑞.土壤质地分类及其在我国应用探讨[J].土壤学报,2019,56(1):227-241.
- [22] Jiang F S, Huang Y H, Wang M K, et al. Effects of rainfall intensity and slope gradient on steep colluvial deposit erosion in southeast China[J].Soil Science Society of America Journal,2014,78(5):1741-1752.
- [23] 徐锡蒙,郑粉莉,覃超,等.黄土丘陵沟壑区浅沟发育动态监测与形态定量研究[J].农业机械学报,2019,50(4):274-282.
- [24] Frankl A, Stal C, Abraha A, et al. Detailed recording of gully morphology in 3D through image-based modeling[J].Catena,2015,127:92-101.
- [25] Qin C, Zheng F L, Wells R R, et al. A laboratory study of channel sidewall expansion in upland concentrated flows[J].Soil and Tillage Research,2018,178:22-31.
- [26] Reichert J M, Norton L D. Rill and interrill erodibility and sediment characteristics of clayey Australian Vertosols and a Ferrosol[J].Soil Research,2013,51(1):1-9.
- [27] 肖培青,姚文艺,申震洲,等.苜蓿草地侵蚀产沙过程及其水动力学机理试验研究[J].水利学报,2011,42(2):232-237.
- [28] 王龙生,蔡强国,蔡崇法,等.黄土坡面细沟形态变化及其与流速之间的关系[J].农业工程学报,2014,30(11):110-117.
- [29] 何玲,邓羽松.南方崩岗侵蚀区崩壁龛穴发育特征与稳定性初探[J].水土保持学报,2023,37(3):60-65.
- [30] Yu G A, Li Z W, Yang H Y, et al. Effects of riparian plant roots on the unconsolidated bank stability of meandering channels in the Tarim River, China[J].Geomorphology,2020,351:e106958.
- [31] Samadi A, Amiri-Tokaldany E, Davoudi M H, et al. Experimental and numerical investigation of the stability of overhanging riverbanks [J]. Geomorphology, 2013,184:1-19.
- [32] Tao Y, He Y B, Duan X Q, et al. Preferential flows and soil moistures on a Benggang slope: Determined by the water and temperature co-monitoring[J].Journal of Hydrology,2017,553:678-690.
- (上接第 73 页)
- [22] Anandhi A, Perumal S, Gowda P H, et al. Long-term spatial and temporal trends in frost indices in Kansas, USA[J].Climatic Change,2013,120(1/2):169-181.
- [23] Li N, Cuo L, Zhang Y X. On the freeze-thaw cycles of shallow soil and connections with environmental factors over the Tibetan Plateau[J].Climate Dynamics,2021,57(11/12):3183-3206.
- [24] 葛骏,余晔,李振朝,等.青藏高原多年冻土区土壤冻融过程对地表能量通量的影响研究[J].高原气象,2016,35(3):608-620.
- [25] 焦永亮,李韧,赵林,等.多年冻土区活动层冻融状况及土壤水分运移特征[J].冰川冻土,2014,36(2):237-247.
- [26] 林笠,王其兵,张振华,等.温暖化加剧青藏高原高寒草甸土非生长季冻融循环[J].北京大学学报(自然科学版),2017,53(1):171-178.
- [27] 高振荣,田庆明,刘晓云,等.近 58 年河西走廊地区气温变化及突变分析[J].干旱区研究,2010,27(2):194-203.
- [28] 李悦绮,文军,刘闻慧,等.中国西部土壤冻融起止期和冻结深度及其与气温关系的时空分布特征分析[J].高原气象,2023,42(3):657-670.