

黄河源头区地面热状态及冻融特征

高怡婷^{1,2}, 罗栋梁¹, 陈方方^{1,2}, 雷汶杰^{1,2}, 金会军³

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院 冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000;
2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 东北林业大学土木工程学院, 哈尔滨 150040)

摘要: 冻土是地层与大气通过地面长期热交换的产物, 地面的热状态及其冻融过程既表征了大气和各种下垫面对其复杂的热影响, 也决定了浅表层冻土热状态及其变化。本文利用黄河源头区51个监测点的地面温度计算了地面冻结和融化指数, 分析了冻融过程, 并探究了其分异规律。结果表明: ① 研究区年均地面温度变化介于 $-3.06\sim 1.31\text{ }^{\circ}\text{C}$, 呈现极强的空间分异特征, 区域上的分异主要受海拔、纬度、NDVI制约($P < 0.001$), 垂直递减率约为 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 。NDVI越大即植被条件越好, 夏季地面温度越低, 冬季地面温度越高。② 地面冻结指数为 $851.9\sim 1906.6\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, 平均 $1253.3\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, 地面冻结指数与经纬度相关性较弱, 地面完全冻结天数为 $54\sim 219\text{ d}$, 平均 137.1 d ; 地面融化指数为 $388.4\sim 1727.2\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, 平均 $1039.3\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, 地面融化指数与海拔、NDVI、纬度、经度显著负相关, 完全融化天数为 $61\sim 156\text{ d}$, 平均 128.8 d 。③ 地面起始融化时间受地形和局地因素影响较大, 发生于3月中旬到5月中旬, 起始冻结时间的空间异质性小于起始融化时间, 主要发生于9月下旬至10月底。④ 融化N因子(Nt)多集中于 $1.2\sim 1.5$, 平均为 1.29 ± 0.21 ; 冻结N因子(Nf)主要集中在 $0.5\sim 0.65$, 平均为 0.60 ± 0.18 ; 基于地面融化指数计算的活动层厚度为 $0.99\sim 2.72\text{ m}$, 平均为 $1.68\pm 0.45\text{ m}$ 。本文可为高海拔多年冻土的精准制图及其与高寒生态环境相互作用研究提供基础。

关键词: 黄河源头区; 多年冻土; 地面温度; 地面冻结/融化指数; N因子; 活动层厚度

DOI: 10.11821/dlxb202303007

1 引言

全球变暖已是不争的事实, 对包括冰冻圈系统在内的地球气候系统产生了不利影响。根据全球政府间气候变化专门委员会(IPCC)第六次评估报告, 人类活动造成的全球近地表气温在1850—2019年间上升了 $1.07\text{ }^{\circ}\text{C}$, 且这一变暖趋势在未来仍将持续。冻土作为冰冻圈系统的重要组成, 其分布状况与动态演化对气候变化和人类活动响应极为敏感, 是全球变化的重要指示标志^[1]。青藏高原是全球海拔最高、中低纬度面积最大的多年冻土分布区, 高海拔多年冻土面积占全球的 $3/4$, 是全球气候变化的“驱动力”和“放大器”^[2]。随着气候变暖, 青藏高原多年冻土显著退化, 具体表现为: 多年冻土分布下界抬

收稿日期: 2022-09-07; 修订日期: 2023-02-14

基金项目: 中国科学院西部之光青年学者项目(E2290601); 国家自然科学基金项目(U2243214, 41671060); 西北生态环境资源研究院自主部署项目(E155060501) [Foundation: The Western Young Scholars Project of the Chinese Academy of Sciences of China, No.E2290601; National Natural Science Foundation of China, No.U2243214, No.41671060; Self-deployment Project of Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, No.E155060501]

作者简介: 高怡婷(1999-), 女, 江西吉安人, 硕士生, 主要从事冻土与寒区环境研究。E-mail: gaoyiting@nieer.ac.cn

通讯作者: 罗栋梁(1983-), 男, 湖南邵东人, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事冻土环境与全球变化研究。

E-mail: luodongliang@lzb.ac.cn

升、地温升高、活动层增厚、冻结期缩短、融化期延长、多年冻土厚度减薄、岛状多年冻土消失等^[2-4],严重制约高寒生态安全屏障作用发挥和中华水塔稳定。

浅表层冻融过程是冻土与高寒地理环境研究的核心和关键内容之一,是陆面过程的重要参量,影响并制约着深层冻土地温变化、地下冰形成及活动层厚度变化,并通过地—气热交换改变土壤理化性质、植被生长状况、地表水文过程、生物地球化学循环^[5-7]。地面冻结融化指数是浅表层冻土冻结和融化状况的重要表征,是计算冻土温度及多年冻土厚度的关键因子,在普通冻土、冻土环境及冻土工程研究中均有广泛应用^[8-9]。然而,过去由于温度传感器防水性能弱及电池续航问题,长时间序列地面温度自动观测资料历来较少,因此地面冻融指数的计算多基于冻土区气象台站和再分析资料。相比而言,月尺度数据更容易获取,故冻土科学和工程研究多采用月均气温计算冻融指数。Zhang等^[10]利用月均气温计算了阿拉斯加巴罗地区的冻结和融化指数,发现月均气温和日均气温计算的结果在高纬地区差异小于5%。Frauenfeld等^[11]在北半球冻融指数的研究中得到相似结论,即高纬地区根据月均气温计算冻结指数的误差不足5%,但在青藏高原及中国东北的计算误差小于10%。青藏高原的冻融指数研究多基于国家台站资料。程国栋等^[12]根据气温的年最大和最小月平均值计算了青藏铁路路基表面的融化指数和冻结指数。江灏等^[13]通过年振幅方法基于月均气温的年最大值和最小值计算年振幅和年平均值,进而获得沱沱河和那曲地区路基表面融化指数与冻结指数。姜逢清等^[14]在利用相邻站点资料插补缺失数据后,使用日最高和最低气温的平均值计算大气冻融指数。赵红岩等^[8]分别用逐日温度、月平均和年振幅方法计算地面冻融指数,发现基于月均地面温度计算的结果整体误差可控制在一定水平内,融化指数和冻结指数的计算误差分别在2%和8%以内,而基于年振幅方法计算的冻融指数与月平均值的计算误差相当。高纬地区基于月尺度数据计算的冻融指数准确率相对较高,有的甚至高达95%^[10],但在冻融交替频繁的中低纬地区,使用月尺度气温估计冻融指数相比日均气温的计算误差可能较大。

虽然气温反映了近地层大气空气分子间平均动能,但相比于冻土模拟制图直接和上边界条件—地面温度,为了能更好反映多年冻土热状态,在应用气温计算冻土热状态参数时需考虑地表覆被(植被和积雪等)对温度的定量削减作用^[15]。而地面温度是大气圈与土壤圈能量平衡的结果,与气温一道共同影响多年冻土的存在及其热稳定性,是冻土热状态研究的重要参数^[16-17]。基于地面温度计算冻融指数并应用于相关冻土模型和方法,能在很大程度上减少模拟制图的误差^[15]。由于地面温度观测相对较少,将大气冻融指数转换为地面冻融指数,是估算多年冻土活动层厚度、季节冻结深度的关键环节^[18-20]。在此过程中,联立地面与大气冻融指数比值的N因子起了重要作用,N因子反映了地表覆被对地面冻融指数的影响。庞强强等^[21]利用气象台站的0 cm土壤温度计算了多年冻土活动层厚度,缺失值就利用N因子转换对应时段的气温得到;Zhang等^[22]利用气温和N因子计算地面冻融指数,进而计算多年冻土活动层厚度。

当前冻土制图主要依靠大量钻孔实测地温数据以及冻土物理模型、统计学习和经验模型的应用,其精度取决于模型参数和输入数据的可靠性。受高寒高海拔恶劣气候、后勤补给保障困难及研究经费等的限制,野外大范围长期实地监测冻土地温数据获取较为困难。地面温度观测值则在一定程度上反映了冻土热状态,故多年冻土分布图的精准绘制有赖于野外实测地面温度数据的获取。目前国际上的一些冻土科学计划,如由国际冻土协会(IPA)领衔实施的全球多年冻土陆地网络(Global Terrestrial Network for Permafrost, GTN-P)和环极地活动层监测网络(Circumpolar Active Layer Monitoring Network, CALM)等均对地面温度进行了长期协同监测。区域性的冻土观测网络,如瑞

士冻土监测网络(The Swiss Permafrost Monitoring Network, PERMOS),也在系统监测阿尔卑斯山多年冻土热状态及其变化之外监测了地面温度等。20世纪60年代以来中国在青藏高原布设了多年冻土监测网,开展了多年冻土水热状态变化机理、模型模拟和生态效应综合研究,但主要集中在青藏工程走廊进行,对于黄河源头区及青藏高原其他大部分区域仍缺少实地监测。

鉴于此,本文基于2015—2017年在黄河源头区多年冻土区的地面热状态长期监测数据,分析黄河源头区地面热状态和冻融过程特征,结合地面温度计算各监测点冻结融化指数、冻结融化天数、起始冻结融化时间、活动层厚度,并分析其与经纬度、海拔、植被指数等的空间相关性,以期为区域多年冻土的精准制图并进一步促进黄河源头区生态环境等相关研究提供基础。

2 研究区概况与数据方法

2.1 研究区概况

黄河源头区位于青藏高原东北部,本文的研究区为多石峡以上的集水区域(图1),地理位置为33.70°N~35.48°N、95.89°E~98.82°E,面积为 $2.94 \times 10^4 \text{ km}^2$,海拔在4197~5267 m之间,平均为4490.9 m^[23]。地形呈明显的带状特征,南北两侧为海拔较高的高山区,中部为低缓的宽谷湖盆^[24]。研究区气候为内陆高寒气候类型,寒冷干燥,多年平均气温低于-3.0 °C,多年平均降水量300~500 mm,多年平均蒸发量1000~1500 mm^[25-26]。主要地表覆被包括高寒沼泽草甸、高寒草甸、高原草原和荒漠化草原,局部山地分布垫状植被和流石滩稀疏植被,其中高寒草甸和高寒草原为主要地表覆被,约占黄河源头区总面积70%以上^[27]。以往研究表明,黄河源头区多年冻土面积 $2.5 \times 10^4 \text{ km}^2$,约占85.2%;

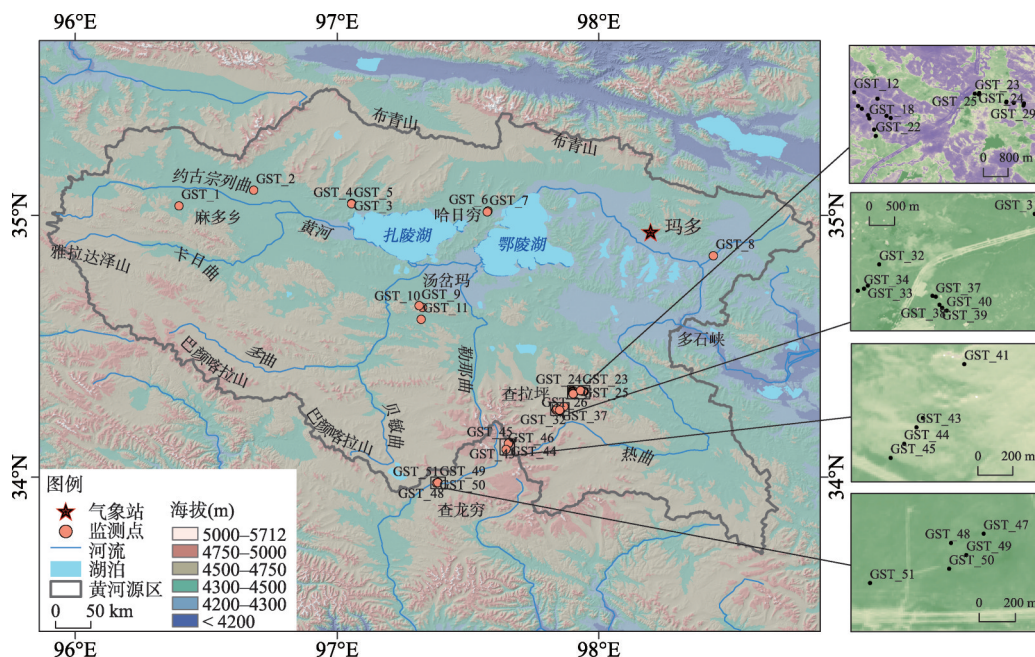


图1 研究区地理概况和地面温度监测点示意

Fig. 1 Geographical background and the observation sites of ground surface temperature in the Headwater Area of the Yellow River

季节冻土面积 $0.3 \times 10^4 \text{ km}^2$, 约占 9.8%; 其余为鄂陵湖、扎陵湖及玛多四湖区域^[28]。长期监测表明, 研究区 10~15 m 的多年冻土年均地温大多高于 $-2.0 \text{ }^\circ\text{C}$, 实测最低为 $-1.76 \text{ }^\circ\text{C}$, 多年冻土厚度普遍小于 40 m, 最厚 74 m^[29]。2010 年巴颜喀拉山南、北坡连续多年冻土分布下界约为 4670 m 和 4615 m, 布青山南北坡多年冻土分布下界约为 4350 m 和 4200 m^[30]。在气候变暖和人类活动影响下, 源区多年冻土地温普遍升高, 年变化深度处 (约 15 m) 增温率为 $0.04 \sim 0.29 \text{ }^\circ\text{C} \cdot 10\text{a}^{-1}$, 其中低温多年冻土 (年均地温低于 $-1.0 \text{ }^\circ\text{C}$) 升温相对较快, 而高温特别是年均地温高于 $-0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ 的极高温多年冻土升温相对缓慢^[29-31]。

2.2 数据来源

本文地面温度监测自地面以下植被根系 0~5 cm 深度, 数据采集频率为 $30 \text{ min} \cdot \text{次}^{-1}$ 。所有监测点均位于 $33.97^\circ\text{N} \sim 35.09^\circ\text{N}$, $96.39^\circ\text{E} \sim 98.44^\circ\text{E}$ 之间, 海拔范围 4219~4962 m, 平均为 4602.2 m (图 1)。位于季节冻土区的有 GST_50、GST_24、GST_25、GST_26、GST_3、GST_2, 其余监测点均位于多年冻土区, 其中有深层土壤温度监测的点有 GST_6、GST_7、GST_8、GST_31、GST_37、GST_46、GST_49、GST_51, 同时监测气温的点包括位于哈日穷、汤岔玛、查拉坪的 13 个监测点。由于研究区气候恶劣、地形复杂, 野外监测数据获取难度大, 本文地面温度数据观测时间为 2015—2017 年。

为了探究地面热状态受植被影响的规律, 基于空间分辨率为 10 m 的 Sentinel-2 影像 (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>), 利用可见光和近红外波段计算获得了监测点植被指数。本文使用的 7 景经正射校正和几何精校正的 Sentinel-2 大气表观反射率 L1C 影像均获取于 2017 年 6—9 月生长季内。利用 sen2cor 插件对 Sentinel-2 L1C 进行大气校正处理得到 Sentinel-2 L2A 影像, 然后利用 SNAP 软件使用双线性内插法重采样为 10 m 分辨率, 再使用 ENVI 软件进行波段合成、辐射定标以及计算归一化植被指数 NDVI。

2.3 研究方法

2.3.1 地面冻融指数 年地面冻结 (融化) 指数为冻结 (融化) 期所有低于 (高于) $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的日均地面温度之和^[11]。为了保证冻结 (融化) 期负温 (正温) 数据的连续性, 冻结期定义为 7 月 1 日至次年 6 月 30 日, 融化期为 1 月 1 日至 12 月 31 日。地面冻结指数计算公式为:

$$FI = \int_{t_0}^{t_1} |T| dt, T < 0 \text{ }^\circ\text{C} \quad (1)$$

式中: FI 为地面冻结指数; 计算时段从冻结开始时间 t_0 到冻结结束时间 t_1 。实际应用中, 地面冻结指数的计算为日均温度低于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 日数的温度之和的绝对值。

地面融化指数的计算公式为:

$$TI = \int_{t_2}^{t_3} T dt, T > 0 \text{ }^\circ\text{C} \quad (2)$$

式中: TI 为地面融化指数; 计算时段从融化开始时间 t_2 到融化结束时间 t_3 。地面融化指数的计算为高于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 日数的日均温度之和。

2.3.2 冻融循环划分 冻融循环是冻土区地—气热交换的主要过程, 是高海拔冻土环境的重要特征之一^[32]。本文以 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 为阈值, 将地面冻融状态划分为完全冻结、完全融化和日冻融循环等 3 个阶段^[33]。冻结天数即处于完全冻结状态的天数, 指土壤日最高温度低于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的天数; 融化天数指土壤日最低温度高于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的天数; 日冻融循环天数为土壤日最高温度高于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 而最低温度低于 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的天数。本文在冻融循环划分时将起始冻结 (融化) 时间定义为, 地面以下 5 cm 深度日均温度连续 3 d 低于 (或高于) $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的开始时

间, 监测温度均低于 0 °C 被认为是处于稳定冻结状态, 均高于 0 °C 被认为是处于稳定融化状态。

2.3.3 活动层厚度计算 本文基于地面融化指数, 利用 Stefan 公式计算活动层厚度, 计算公式为:

$$H = \sqrt{\frac{2K_f TI}{\rho_b L(W - W_u)}} \quad (3)$$

式中: H 为活动层厚度 (m); K_f 为融土导热系数 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); TI 为地面融化指数 ($^\circ\text{C} \cdot \text{d}$); ρ_b 为土的干容重 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); L 为冰的融化潜热 ($3.3 \times 10^5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$), W 为冻土融化时的总含水量 (%); W_u 为未冻水含量 (取值 5%)。本文主要依照《1:100 万中华人民共和国土壤图》数据库标准剖面中石砾、粗砂、细沙、粉砂、黏粒的百分含量, 结合土的工程分类标准 (GB/T50145-2007) 对研究区土壤重新进行工程分类, 再根据土的类型确定各土类的容重和含水量^[18-19], 进而确定其融化导热系数。

2.3.4 NDVI 计算 归一化植被指数 (NDVI) 是植被生长状态及其空间分布密度的最佳指示因子, 其值介于 -1.0~1.0, 负值表示地面覆被为云、水、雪等, 对可见光高反射; 0 表示下垫面为岩石或裸土等; 正值表示有植被覆盖, 其值越大表明植被生长状况越好。NDVI 计算公式为:

$$\text{NDVI} = \frac{\text{NIR} - \text{Red}}{\text{NIR} + \text{Red}} \quad (4)$$

式中: NIR 为近红外波段; Red 为红波段。

2.3.5 统计分析方法 采用相关分析法探究地面温度、地面冻融指数等与海拔、经纬度、NDVI 等影响因素的关系。利用逐步回归法确定地面热状态及冻融过程分异的影响因素, 该方法将海拔、经纬度、植被指数等各自变量逐个引入回归模型, 若某自变量通过显著性检验则将其纳入回归模型, 否则移除, 直至所有变量都考虑进模型中, 最终得到地面热状态及冻融过程显著变量自动拟合的最优回归模型。

3 结果分析

3.1 地面温度分布特征

研究区内监测点年均地面温度范围为 -3.06~1.31 °C, 平均为 -0.55 ± 0.16 °C (图 2)。相关分析表明, 海拔对年均地面温度的贡献率为 0.4 °C $(100 \text{ m})^{-1}$, 即海拔每上升 100 m, 年均地面温度下降 0.4 °C ($R = -0.63$ 、 $P < 0.01$)。由此推测, 黄河源头区年均地面温度为 0 °C 的海拔大致为 4461.3 m。但研究区地面温度在局地尺度上体现了极强的空间异质性, 造成海拔最低点年均地面温度并非最低, 而最高的年均地面温度却并不出现于海拔最低点。位于长江和黄河流域分界线的巴颜喀拉山口, 5 个监测点依据海拔差异布置, 海拔范围 4821~4962 m, 年均地面温度范围 -3.06~-1.14 °C, 其中 GST_41 为海拔最高点, 其年均地面温度 -3.06 °C, 为研究区内最低 (图 1)。位于典型高寒沼泽草甸查拉坪的监测点海拔范围为 4591~4793 m, 年均地面温度为 -2.78~0.46 °C。位于花石峡至玛多县城间的 GST_8, 海拔虽低至 4219 m, 但其年均地面温度为 -0.26 °C; 而位于姊妹湖南汤岔玛盆地内的 GST_09, 海拔为 4481 m, 年均地面温度却为研究区最高, 为 1.31 °C。

黄河源头区地面温度空间分异受区域地带性因素和复杂下垫面要素的复合影响, 前者包括纬度、经度、垂直地带性等, 后者包括植被、积雪、水体、地质构造、土壤质地类型和水分条件等^[34-37]。地表微地形通过改变太阳入射角而影响太阳辐射在地表的重分

布, 并通过植被和土壤湿度间接影响地面温度空间分布。为了更精准分析地表微地形对高海拔地面温度的影响, 本文在逐步回归法中先后引入坡度、坡向以及归一化坡度、归一化坡向、等效纬度等因素。等效纬度是一个表征太阳直接辐射对地面热状态影响的长期潜能因子, 也是判断坡面走向的重要数据, 用来综合考虑地形及纬度对辐射的影响, 由坡向、坡度和纬度共同计算得到。在排除奇异值 GST_14 之后, 利用逐步回归法分析了研究区 50 个监测点年平均地面温度与海拔、纬度、经度、NDVI、坡度、坡向、归一化坡度、归一化坡向、等效纬度等的关系, 得到地面温度最佳回归方程 ($R^2 = 0.613$ 、 $P < 0.001$):

$$MAGST=100.786-0.007E-1.934Lat-1.386NDVI$$

(5)

式中: E 为海拔 (m); Lat 为纬度 ($^{\circ}$)。海拔、纬度、NDVI 均通过了 $P < 0.05$ 的显著性检验, 其中纬度通过了 $P < 0.01$ 的显著性检验, 海拔满足 $P < 0.001$ 的显著性检验。回归方程容差均较大而方差膨胀因子 (VIF) 较小, 可认为排除了各因素之间的共线性。最佳回归方程残差与 F 检验结果见表 1。

由方程可知, 海拔、纬度和 NDVI 对地面温度的影响均为负相关, 纬度每增加 1° , 年均地面温度降低 $1.93\text{ }^{\circ}\text{C}$; 在海拔、纬度和 NDVI 对地面温度的综合影响下, 海拔每增加 100 m , 年均地面温度降低 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

黄河源头区基于监测的月均地面温度范围为 $(-11.01\pm2.35)\sim(8.64\pm2.81)\text{ }^{\circ}\text{C}$, 平均 $-0.59\pm7.07\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 3)。1 月平均值最低, 为 $-11.01\pm2.35\text{ }^{\circ}\text{C}$, 最低值出现于 GST_2, 为 $-15.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。植被覆盖度影响地面温度年内较差, 覆盖度较高的监测点, 其地面温度年较差较小 ($R = 0.50$, $P < 0.001$)。由于黄河源头区植被类型相对较单一, NDVI 能够反映吸收的光合有效辐射、叶绿素密度、叶面积以及蒸发速率等植被参数^[38], 本文以 NDVI 表征植被长势。研究发现, NDVI 越大, 即植被生长状况越好, 冷季温度就越高, 暖季温度就越低。如, NDVI 小于 0.4 的监测点 1 月份平均地面温度为

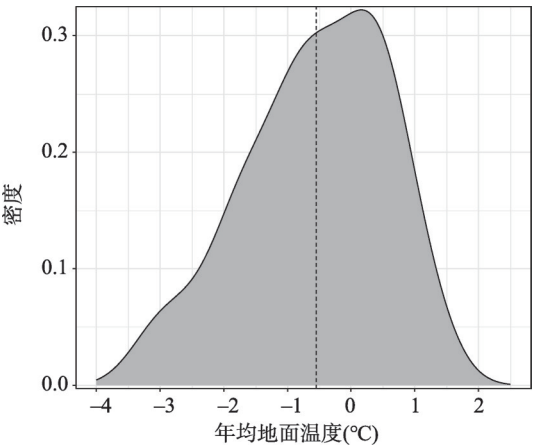


图2 黄河源头区年均地面温度密度

Fig. 2 Density of mean annual ground surface temperature in the Headwater Area of the Yellow River

表1 最佳回归模型残差与F检验结果

Tab. 1 Residual and F-test results of the best regression model

参数	平方和	自由度	均方	F值	P值
回归	37.291	3	12.430	24.284	<0.001
残差	23.545	46	0.512		
总计	60.836	49			

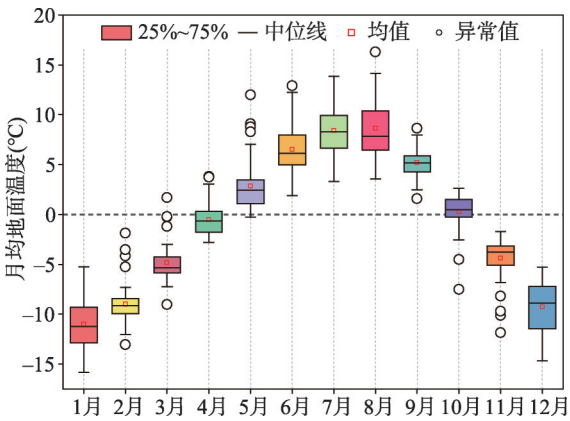


图3 黄河源头区所有监测点的月均地面温度

Fig. 3 Monthly ground surface temperature averaged for all the 51 sites in the Headwater Area of the Yellow River

(-12.1 ± 0.5) $^{\circ}\text{C}$, NDVI 大于 0.4 的监测点则为(-9.9 ± 0.3) $^{\circ}\text{C}$ 。月均地面温度在 8 月份达到最高, 为(8.6 ± 2.8) $^{\circ}\text{C}$, 最高值出现于 GST_3, 其月均地面温度为 16.3 $^{\circ}\text{C}$ 。将监测点根据 NDVI 阈值分为 ≤ 0.2 、 $0.2 \sim 0.5$ 、 > 0.5 等 3 类, 发现其 8 月份月均地面温度分别为(10.7 ± 1.6) $^{\circ}\text{C}$ 、(8.8 ± 0.5) $^{\circ}\text{C}$ 、(7.9 ± 0.6) $^{\circ}\text{C}$, 即随 NDVI 值升高而降低, 这也意味着较好的植被覆盖具有较强的地面温度削减作用。

3.2 地面冻融指数空间分布特征

黄河源头区各监测点的地面冻结指数范围为 851.9~1906.6 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, 平均为 1253.3 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$ (图 4), 最大值出现于查拉坪的 GST_35, 最小值位于查拉坪东侧的 GST_24 (图 1)。黄河源头区大多数监测点的冻结指数集中于 1000~1600 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, > 1600 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$ 的监测点均位于东南部的查拉坪和巴颜喀拉山口, 这与该地海拔较高和植被指数较大相对应。冻结指数随海拔升高而增加 ($R = 0.292$ 、 $P < 0.05$), 其与经纬度的相关性并不强。局地尺度上, 巴颜喀拉山口冻结指数为 1229.6~1782.5 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, 与海拔显著正相关 ($R = 0.972$ 、 $P < 0.01$); 查拉坪东北部监测点冻结指数为 851.9~1576.4 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, 海拔范围 4500~4793 m, 与海拔显著正相关 ($R = 0.822$ 、 $P < 0.001$)。

黄河源头区各监测点地面融化指数范围为 388.4~1727.2 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, 平均值为 1039.3 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$ (图 5), 最大值出现于扎陵湖西北岸的 GST_3, 最小值位于查拉坪的 GST_37。对融化指数与其他因素的相关性分析发现, 融化指数随海拔、经度升高而显著下降, 其中海拔对于融化指数的影响最大 ($R = -0.725$)。逐步回归法分析表明, 融化指数与海拔、纬度、经度、NDVI 等显著相关 ($R = 0.818$ 、 $P < 0.001$), 而冻结指数相关性较弱 ($R = 0.399$ 、 $P < 0.01$)。地面融化指数所构建的回归方程为:

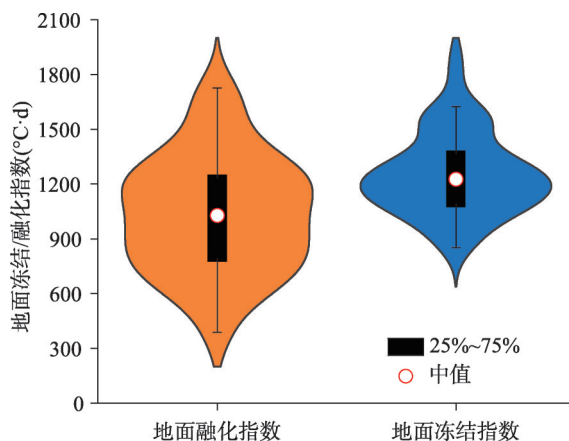


图 4 黄河源头区地面冻结/融化指数

Fig. 4 Violin plots of ground surface freezing and thawing indices in the Headwater Area of the Yellow River

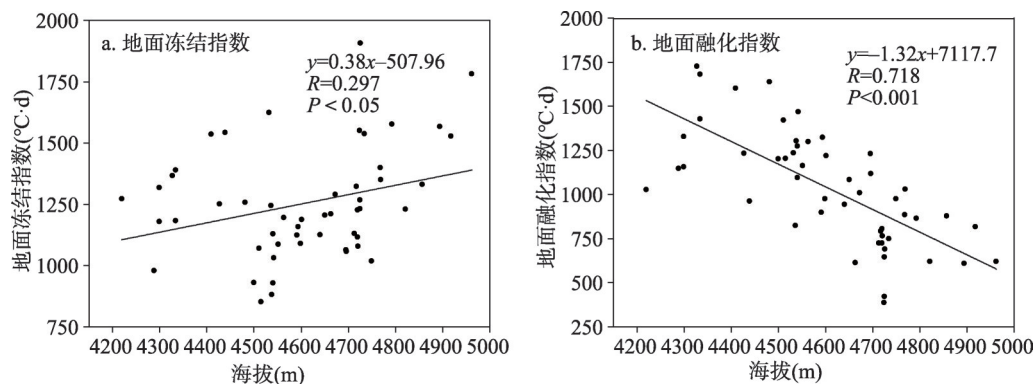


图 5 地面冻结/融化指数与海拔关系

Fig. 5 Linear relationship between ground surface freezing/thawing index and elevation in the Headwater Area of the Yellow River

$$TI = 54368.04 - 607.06Lat - 235.628Lon - 1.95E - 1032.896NDVI \quad (6)$$

式中: Lon 为经度 ($^{\circ}$)。海拔、 $NDVI$ 均满足 $P < 0.001$ 显著性检验; 融化指数与海拔、 $NDVI$ 、纬度、经度均呈负相关关系, 其中经度与纬度满足 $P < 0.01$ 显著性检验。

3.3 冻融天数空间分布特征

黄河源头区不同监测点的土壤温度和含水量、地表覆被等空间分异明显, 进而造成地面冻结融化天数具有极大的空间分布差异。其中, 完全冻结天数为 54~219 d, 平均为 137.1 d; 完全融化天数为 61~156 d, 平均为 128.8 d (图 6); 日冻融循环天数为 15~230 d, 平均为 102 d。将监测点冻结天数划分为 3 种类型: 0~90 d (约少于 3 个月); 90~180 d (约 3~6 个月); 180~270 d (超过 6 个月), 整体而言, 研究区大部分监测点的冻结天数在 90~180 d, 低于 90 d 以及高于 180 d 的监测点共 13 个, 占总体的 25.4%。从空间分布来看, 完全冻结天数超过 180 d 的监测点主要位于查拉坪, 该区监测点平均海拔 4705 m, $NDVI$ 平均为 0.56。而黄河源头区北部的纬度更高、海拔和植被覆盖度更低的监测点, 冻结天数为 67~153 d, 平均为 121.6 d。完全冻结天数少于 90 d 的监测点零星分布于查拉坪。完全融化天数平均为 127.4 d, 可以分为 3 种类型: 60~90 d (少于 3 个月); 90~120 d (约在 3~4 个月); 120~160 d (大于 4 个月), 完全融化天数集中于 120~160 d, 占总体的 69.7%。完全融化天数大于 100 d 时, 融化天数与海拔呈显著负相关 ($R = -0.521$ 、 $P < 0.01$), 与 $NDVI$ 呈显著正相关 ($R = 0.526$ 、 $P < 0.01$)。土壤表层发生日冻融循环的天数在不同地区差异极大, 范围在 15~230 d, 日冻融循环的平均天数为 102.4 d。

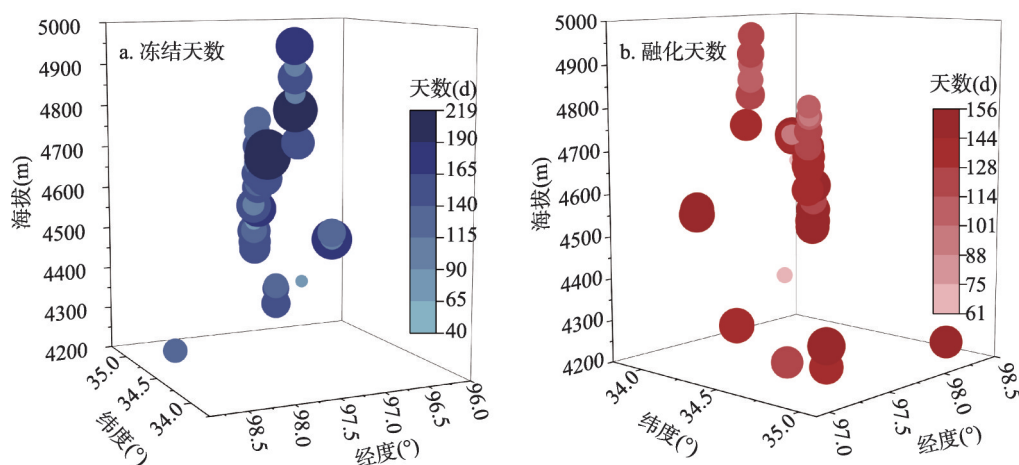


图 6 黄河源头区地面冻结/融化天数与海拔、经纬度关系

Fig. 6 Relationship between ground surface frost/thawed days and elevation, latitude, and longitude in the Headwater Area of the Yellow River

3.4 起始冻融时间空间分布特征

地面起始冻融时间是反映冻融格局时空变化的重要指标, 冻融发生的早晚与植被物候、土壤养分、植物生产力的变化均密切相关^[39]。黄河源头区地面起始融化时间具有显著的区域差异, 发生于 3 月下旬到 5 月中旬, 平均为 4 月 20 日, 所有监测点中起始融化时间最早与最迟相差达 52 d (图 7)。起始融化时间最早发生在两湖间的 GST₁₀, 为 3 月 25 日, 两湖地区起始融化时间多在 3 月底到 4 月中旬间。最晚的起始融化时间发生在查拉坪南部, 时间在 4 月下旬到 5 月中旬, 该区海拔平均约 4715 m, 且植被覆盖度较高, 因此开始融化时间较迟。稳定融化开始时间主要集中在 4 月下旬到 5 月份, 平均为 5 月 15 日。

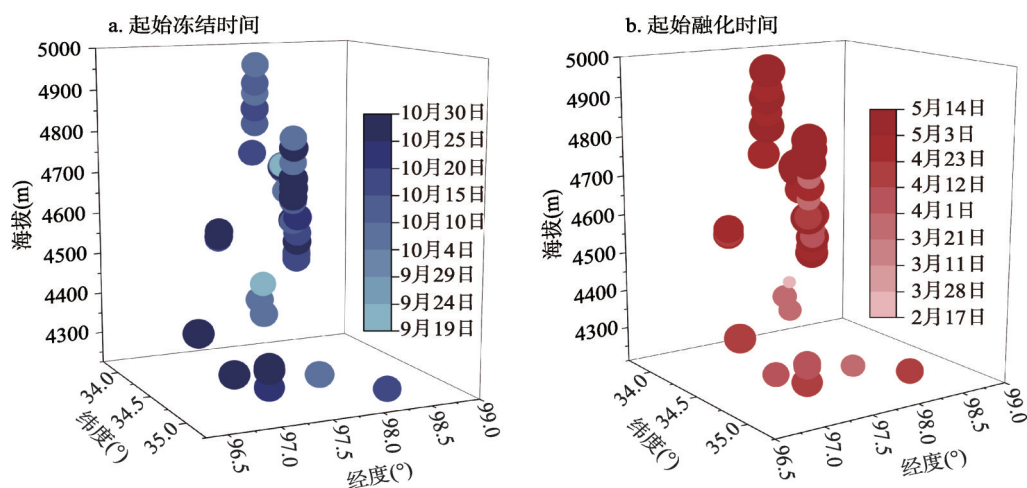


图7 黄河源头区地面起始冻结/融化时间与经纬度和海拔关系

Fig. 7 Relationship between the ground surface freezing/thawing onset date and the latitude, longitude, and elevation in the Headwater Area of the Yellow River

黄河源头区地面起始冻结时间的变化范围小于起始融化时间的变化范围，主要集中于9月下旬到10月底，平均为10月17日，绝大部分监测点的起始冻结时间集中在10月上中旬（图7）。地面起始冻结时间最早为9月24日，出现于GST_32，最迟与最早相差达36 d。位于两湖之间的监测点起始冻结时间均在10月下旬，该区域监测点起始融化时间和起始冻结时间较晚。查拉坪大部分监测点起始冻结时间在10月10日之前，该区域起始融化时间迟，而起始冻结时间早。总体而言，研究区起始冻结时间与海拔呈负相关关系（ $R = 0.523$ 、 $P < 0.001$ ），海拔越高，开始冻结的时间越早。回归结果表明，起始冻结时间与海拔、纬度具有相关性，起始融化时间在各监测点差异较大，与地理位置、植被等关系不显著。稳定冻结开始时间主要集中在10月份，冻结过程发生的时间更为集中，耗时小于融化过程。

3.5 N因子

N因子是地面冻融指数与大气冻融指数的比值，通过N因子及其影响因子的归因分类，结合大气冻融指数即可获得地面冻融指数。通常而言，融化N因子（Nt）大于冻结N因子（Nf）。本文根据研究区已有自动气象站气温数据，计算了汤岔玛、哈日穷及查拉坪部分监测点的N因子。结果表明，Nt范围为0.87~1.60，主要集中于1.20~1.50，平均 1.29 ± 0.21 ；Nf范围为0.49~0.90，主要集中于0.5~0.65，平均 0.60 ± 0.18 （图8），与野外实测场地N因子值相当^[40]，但比国家台站值都小^[41]。以往研究表明，黄河源头区实测Nt范围为0.76~1.84，平均 1.31 ± 0.28 ，Nf范围为0.39~0.91，平均 0.58 ± 0.12 ^[40]；而位于黄河源头区的玛多站Nt

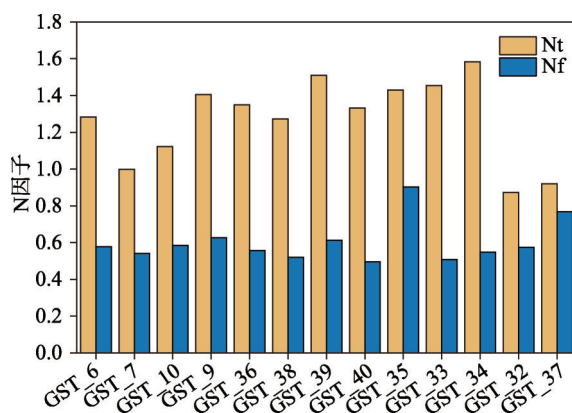


图8 黄河源头区实测N因子

Fig. 8 The measured N-factor in the Headwater Area of the Yellow River

平均为 2.09 ± 0.14 , N_f 平均为 $0.70 \pm 0.08^{[41]}$ 。本文还发现, N_t 越大, N_f 也越大, 查拉坪、汤岔玛、哈日穷平均 N_t 分别为 1.33、1.26、1.14; N_f 分别为 0.61、0.60、0.56。这是因为, 海拔更高的场地暖季地气温差更大, 冷季地气温差更小, 查拉坪、汤岔玛、哈日穷的平均海拔分别为 4721 m、4445 m、4299 m, 夏季平均地气温差分别为 $0.92\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $0.73\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $0.03\text{ }^{\circ}\text{C}$, 冬季地气温差分别为 $2.79\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $3.73\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $5.21\text{ }^{\circ}\text{C}$; 查拉坪地面融化指数与大气融化指数的差值较其他场地更大, 地面冻结指数与大气冻结指数的差值较其他场地更小。

一般而言, N 因子的空间分异受植被状况、地形、气候条件影响而变化, N_f 通常小于 1.0, 而 N_t 通常大于 1.0。本文中高寒沼泽草甸 N_t 为 $0.87 \sim 1.58$, 平均为 1.30, N_f 为 $0.49 \sim 0.90$, 平均为 0.60; 高寒草原的 N_t 平均为 1.34, N_f 平均为 0.60, 这与青藏高原其他多年冻土区较为相似。如 Yin 等^[42]在青藏高原腹地北麓河盆地的研究中发现, 高寒草原的 N_f 为 $0.54 \sim 0.71$, N_t 为 $1.15 \sim 2.48$; 沼泽草甸的 N_f 为 $0.38 \sim 0.7$, N_t 为 $0.91 \sim 1.65$ 。张中琼等^[18]采用《1:100 万中华人民共和国植被图》中植被类型划分, 测量了青藏公路沿线相应植被类型下的 N 因子, 发现高寒草原为 1.39, 高寒草甸及高寒草原草甸混合区为 1.61, 无植被区为 2.55。

3.6 活动层厚度

Stefan 公式是计算活动层厚度的经典公式, 其输入参数包括融化 N 因子和大气融化指数, 本文以地面融化指数代替融化 N 因子和大气融化指数的乘积而计算活动层厚度。利用研究区已有实测数据的钻孔地温廓线资料, 以其 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线穿透最大深度为实测活动层厚度验证 (表 2)。结果表明, 黄河源头区地面温度监测点活动层厚度范围为 $0.99 \sim 2.72\text{ m}$, 平均为 $1.68 \pm 0.45\text{ m}$ 。采用 Stefan 公式计算的活动层厚度与实测活动层厚度的相关性为 0.886 ($P < 0.01$)。基于 Stefan 计算的活动层厚度总体较实测值偏大, 偏差为 $0.026 \sim 0.547\text{ m}$, 平均为 $0.24 \pm 0.19\text{ m}$ (表 2)。

表 2 各监测点活动层厚度实测值与计算值对比

Tab. 2 Calculated and in-situ measured active layer thickness at eight sites

监测点	纬度($^{\circ}\text{N}$)	经度($^{\circ}\text{E}$)	海拔(m)	实测值(m)	计算值(m)	偏差(m)
GST_8	34.85	98.44	4219	2.391	2.417	0.026
GST_7	35.01	97.57	4299	1.200	1.286	0.087
GST_6	35.02	97.58	4299	1.516	1.551	0.035
GST_51	33.98	97.38	4532	2.322	2.654	0.332
GST_49	33.98	97.38	4536	2.715	2.168	-0.547
GST_46	34.11	97.65	4749	2.572	2.689	0.117
GST_37	34.26	97.85	4724	0.718	1.077	0.359
GST_31	34.27	97.87	4663	1.854	1.397	-0.457

不同地形、植被、土壤条件下, 活动层厚度的主要影响因素有所差异。查拉坪场地植被覆盖度较高, 加之其浅表层为细颗粒且较厚的泥炭层, 其活动层厚度平均为 $1.48 \pm 0.21\text{ m}$ 。回归分析表明, 活动层厚度与海拔、显著相关 ($R = 0.845$ 、 $P < 0.001$):

$$ALT = 10.865 - 0.002E - 0.524NDVI \quad (7)$$

式中: ALT 为活动层厚度 (m); E 为海拔 (m)。 ALT 与 $NDVI$ 、 E 相关性均通过了 $P < 0.001$ 的显著性检验。而位于 $4200 \sim 4550\text{ m}$ 的监测点中, 其活动层厚度与纬度显著相关 ($R = 0.834$ 、 $P < 0.001$): 纬度越高, 活动层厚度越小。巴颜喀拉山口因其海拔为研究区最高, 平均达 4890 m , 其监测点活动层厚度最小, 平均为 0.73 m 。

4 结论与讨论

4.1 讨论

4.1.1 海拔是地面热状态和冻融过程分异的主要因素 影响地面热状态和冻融过程空间分异的因素既有经纬度、海拔等地带性因素,也有植被、土壤质地、坡度坡向等非地带性的局地因素。黄河源头区遍布高低起伏的高山丘陵,地形遮蔽和阴影通常会造成更低的地面温度。若只考虑海拔对地面温度的影响,海拔每上升 100 m,年均地面温度就下降 0.4 °C,即地面温度的垂直递减率为 $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$;而综合考虑海拔、纬度及 NDVI 影响时,其垂直递减率达到 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 。这与其他一些地区的研究结论相近,如李述训等^[17]的研究表明,青藏高原地面温度垂直递减率为 $0.47\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,Steffen 等^[43]的研究表明格陵兰的近地表温度垂直递减率为 $0.71\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 。

海拔与融化指数的相关性大于冻结指数,这与曹斌等^[9]的研究结论较为一致。本文中融化指数低于 $900\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 的监测点大多位于海拔较高的查拉坪和巴颜喀拉山口。巴山口监测点海拔 4820 m 以上,其平均融化指数仅为 $709.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 。查拉坪海拔 4710 m 以上,加之其地表覆被为高寒沼泽草甸,植被覆盖度和地表含水量高,反射部分到达土壤的太阳辐射,减少了进入土层的热量,因而融化指数也较低。黄河源头区地面起始冻融时间主要受海拔和纬度影响,这与岳书平等^[44]、杨淑华等^[45]、Wang 等^[3]的研究结论较为一致,即海拔越高,起始冻结时间越早,起始融化时间越晚。刘广岳等^[39]发现,青藏公路沿线地面起始融化时间与海拔的相关性大于纬度,起始冻结时间与海拔的相关性小于纬度。本文研究结果表明,黄河源头区起始融化时间与海拔的相关性大于纬度,但起始冻结时间只与海拔相关,与纬度无关,这可能与监测点之间纬度差异较小有关。

4.1.2 阴阳坡地面热状态的差异分析 坡度坡向引起潜在太阳辐射的差异分布,是地面温度空间分异的重要原因^[46],并进一步导致高海拔多年冻土分布下界不一^[29],且使各局地因素作用权重不同。地面温度在阴阳坡往往也有明显的非对称性。本文将监测点地面温度按阴坡、阳坡进行逐步回归分析,发现阳坡地面温度与海拔 ($P < 0.001$)、坡度 ($P < 0.05$)、坡向 ($P < 0.05$) 有关 ($R = 0.790$ 、 $P < 0.001$),而阴坡地面温度只与海拔 ($P < 0.01$) 显著相关 ($R = 0.690$ 、 $P < 0.01$)。坡向不仅控制地面接收的太阳辐射量,使阳坡接受热量多于阴坡,也影响降水量与土壤水分分异,阴坡植被长势一般较阳坡为好。本文 51 个监测点中,位于阴坡的监测点其 NDVI 平均为 0.50,位于阳坡的监测点其 NDVI 平均为 0.42,而阳坡年平均地面温度为 $-0.26\text{ }^{\circ}\text{C}$,明显高于阴坡的 $-0.96\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

通常而言,气温垂直递减率与近地层大气状况、地表比辐射率、风速等有关^[47],而植被和积雪等下垫面条件对地面温度的复合作用导致其与气温并不以等比例形式增减,因而两者的垂直递减率呈现一定差异。本文发现不同坡向对黄河源头区地面温度垂直递减率的分异产生影响。参照李静等^[48]将纬度转化为等量高程值并叠加在实际高程上消除纬度影响的做法,本文将等效高程值引入到阴坡的地面温度回归模型中,发现其有效提升了模型拟合度 ($R = 0.716$ 、 $P < 0.001$)。新回归方程中,地面温度与等效高程显著相关 ($P < 0.001$)。经等效高程值修正的阳坡的垂直递减率为 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,在阴坡的垂直递减率为 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 。

4.1.3 植被对地面热状态和冻融天数的影响 地表植被特征既影响土壤理化性质,事实上也在一定程度上指示了土壤理化特征,对表层土壤水—热交换具有显著作用^[37]。植被冠层截流降水引起地表蒸散发量变化,对太阳辐射反射作用的强弱影响地面能量平衡,是造成地面温度和融化指数分异的重要局地因素。植被对地面温度具有削减作用,且其作

用大小与季节相关。逐步回归分析表明,NDVI与年均地面温度和夏季地面温度负相关,与冬季地面温度正相关。这是因为,植被对地面温度的影响具有双重性。夏季时,植被通过反射和蒸腾作用减少太阳直接辐射接收,降低土体温度,起冷却作用,因此NDVI越大的地方,夏季地面温度越低。而冬季时,植被降低近地表风速,成为阻挡土壤散热的隔热体,并减少了地表散热,对土体起保温作用。因此,NDVI值较大即植被生长状况较好的监测点,冬季地面温度较高,而夏季较低,冬夏季地面温差与NDVI显著负相关($P < 0.01$)。

植被也是影响完全冻结天数和完全融化天数空间分异的重要因素之一。查拉坪以北的监测点由于海拔相对低,完全冻结天数均较小,但其完全融化天数并未受海拔影响。巴颜喀拉山口的监测点,其海拔平均为4890 m,其中GST_41海拔最高,完全冻结天数达173 d,而GST_45海拔较其低141 m,但由于其植被状况更好,完全冻结天数达204 d,说明在该区域植被对土壤的降温作用强于海拔升高引起的降温作用。此外,巴颜喀拉山口完全融化天数与NDVI显著正相关($R = 0.98$ 、 $P < 0.001$),NDVI越大,完全融化天数也越多。位于查拉坪西南部的监测点,其完全融化天数值差距较大,在60~150 d之间,而该地区监测点地理位置相近,海拔差异不大,植被状况均良好,完全融化天数与年均地面温度显著正相关($R = 0.86$ 、 $P < 0.001$)。总之,地表微地貌以及生态水文条件如何复杂影响局地地面冻结融化状态,仍需深入研究。

4.2 结论

本文利用黄河源头区地面温度实测资料分析了地面冻结和融化指数、冻结融化天数和起始冻结融化时间的空间分布特征及其影响因素,得到以下结论:

(1) 黄河源头区地面温度受海拔、纬度、NDVI共同作用($P < 0.001$),海拔影响最大。只考虑海拔影响时其垂直递减率为 $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,考虑多因子后阳坡垂直递减率为 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,阴坡为 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 。月均地面温度1月份最低,8月份最高。夏季NDVI越大,地面温度越低,冬季NDVI越大,地面温度越高,冬夏地面温差与NDVI显著负相关。

(2) 黄河源头区各监测点地面冻结指数平均为 $1253.3\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,地面融化指数平均为 $1039.3\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 。冻结指数随海拔升高而增大;融化指数与海拔、纬度、经度、NDVI均呈显著负相关,NDVI对融化过程的作用较冻结过程更大。冻结指数与经度、纬度弱相关。

(3) 黄河源头区地面起始融化发生于3月下旬到5月中旬,起始冻结发生于9月下旬到10月底。起始冻结时间与海拔、纬度具有正相关;各监测点起始融化时间空间分异较大,起始冻结时间越晚,起始融化时间越早。

(4) 黄河源头区完全冻结天数平均为137.1 d,完全融化天数平均为128.8 d,日冻融循环天数平均为102 d。完全冻结天数在空间上呈北低、东南高的特征,完全冻结融化天数与监测点附近微地形、土壤质地、植被状况、积雪情况等相关,空间异质性较大。

(5) 黄河源头区融化N因子(Nt)多集中于1.2~1.5,平均为 1.29 ± 0.21 ;冻结N因子(Nf)主要集中在0.5~0.65,平均为 0.60 ± 0.18 ;基于地面融化指数计算的活动层厚度为0.99~2.72 m,平均为 $1.68\pm 0.45\text{ m}$ 。

参考文献(References)

- [1] Qin Dahe, Zhou Botao, Xiao Cunde. Progress in studies of cryospheric changes and their impacts on climate of China. *Acta Meteorologica Sinica*, 2014, 72(5): 869-879. [秦大河,周波涛,效存德.冰冻圈变化及其对中国气候的影响.气象学报, 2014, 72(5): 869-879.]
- [2] Cheng Guodong, Zhao Lin, Li Ren, et al. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau.

- Chinese Science Bulletin, 2019, 64(27): 2783-2795. [程国栋, 赵林, 李韧, 等. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响. 科学通报, 2019, 64(27): 2783-2795.]
- [3] Wang K, Zhang T J, Zhong X Y. Changes in the timing and duration of the near-surface soil freeze/thaw status from 1956 to 2006 across China. *The Cryosphere*, 2015, 9(3): 1321-1331.
- [4] Ye Hong, Zhang Tingbin, Yi Guihua, et al. Spatio-temporal characteristics of evapotranspiration and its relationship with climate factors in the source region of the Yellow River from 2000 to 2014. *Acta Geographica Sinica*, 2018, 73(11): 2117-2134. [叶红, 张廷斌, 易桂花, 等. 2000—2014年黄河源区ET时空特征及其与气候因子关系. 地理学报, 2018, 73(11): 2117-2134.]
- [5] Wu Qingbai, Shen Yongping, Shi Bin. Relationship between frozen soil together with its water-heat process and ecological environment in the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, 25(3): 250-255. [吴青柏, 沈永平, 施斌. 青藏高原冻土及水热过程与寒区生态环境的关系. 冰川冻土, 2003, 25(3): 250-255.]
- [6] Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. The development of study on the soil freezing-thaw process in land surface model. *Advances in Earth Sciences*, 2002, 17(1): 44-52. [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. 地球科学进展, 2002, 17(1): 44-52.]
- [7] Mo Xingguo, Liu Suxia, Hu Shi. Co-evolution of climate-vegetation-hydrology and its mechanisms in the source region of Yellow River. *Acta Geographica Sinica*, 2022, 77(7): 1730-1744. [莫兴国, 刘苏峡, 胡实. 黄河源区气候—植被—水文协同演变及成因辨析. 地理学报, 2022, 77(7): 1730-1744.]
- [8] Zhao Hongyan, Jiang Hao, Wang Keli, et al. The surface thawing-freezing indexes along the Qinghai-Tibet railway: analysis and calculation. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(4): 617-622. [赵红岩, 江灏, 王可丽, 等. 青藏铁路沿线地表融冻指数的计算分析. 冰川冻土, 2008, 30(4): 617-622.]
- [9] Cao Bin, Zhang Tingjun, Peng Xiaoqing, et al. Spatial variability of freezing-thawing index over the Heihe River Basin. *Advances in Earth Science*, 2015, 30(3): 357-366. [曹斌, 张廷军, 彭小清, 等. 黑河流域年冻融指数及其时空变化特征分析. 地球科学进展, 2015, 30(3): 357-366.]
- [10] Zhang T J, Osterkamp T E, Stamnes K. Some characteristics of the climate in Northern Alaska, USA. *Arctic and Alpine Research*, 1996, 28(4): 509-518.
- [11] Frauenfeld O W, Zhang T J, McCreight J L. Northern hemisphere freezing/thawing index variations over the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 2007, 27(1): 47-63.
- [12] Cheng Guodong, Jiang Hao, Wang Keli, et al. Thawing index and freezing index on the embankment surface in permafrost regions. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, 25(6): 603-607. [程国栋, 江灏, 王可丽, 等. 冻土路基表面的融化指数与冻结指数. 冰川冻土, 2003, 25(6): 603-607.]
- [13] Jiang Hao, Wang Dayong, Cheng Guodong, et al. A prediction for temperature and thawing-freezing index of roadbed along the Qinghai-Tibet railway. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(5): 855-859. [江灏, 王大勇, 程国栋, 等. 青藏铁路路基表面温度及融冻指数预测. 冰川冻土, 2008, 30(5): 855-859.]
- [14] Jiang Fengqing, Hu Ruji, Li Zhen. Variation trends of the freezing and thawing index along the Qinghai-Xizang Railway for the period 1966-2004. *Acta Geographica Sinica*, 2007, 62(9): 935-945. [姜逢清, 胡汝骥, 李珍. 青藏铁路沿线1966—2004年冻结与融化指数的变化趋势. 地理学报, 2007, 62(9): 935-945.]
- [15] Luo D L, Jin H J, Marchenko S S, et al. Difference between near-surface air, land surface and ground surface temperatures and their influences on the frozen ground on the Qinghai-Tibet Plateau. *Geoderma*, 2018, 312: 74-85.
- [16] Li Xin, Cheng Guodong. Review on the interaction models between climatic system and frozen soil. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, 24(3): 315-321. [李新, 程国栋. 冻土—气候关系模型评述. 冰川冻土, 2002, 24(3): 315-321.]
- [17] Li Shuxun, Wu Tonghua. The relationship between air temperature and ground temperature in the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, 27(5): 627-632. [李述训, 吴通华. 青藏高原地气温度之间的关系. 冰川冻土, 2005, 27(5): 627-632.]
- [18] Zhang Zhongqiong, Wu Qingbai. Predicting changes of active layer thickness on the Qinghai-Tibet Plateau as climate warming. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(3): 505-511. [张中琼, 吴青柏. 气候变化情景下青藏高原多年冻土活动层厚度变化预测. 冰川冻土, 2012, 34(3): 505-511.]
- [19] Xu Xiaoming, Wu Qingbai, Zhang Zhongqiong. Responses of active layer thickness on the Qinghai-Tibet Plateau to climate change. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(1): 1-8. [徐晓明, 吴青柏, 张中琼. 青藏高原多年冻土活动层厚度对气候变化的响应. 冰川冻土, 2017, 39(1): 1-8.]
- [20] Smith M W, Riseborough D W. Permafrost monitoring and detection of climate change. *Permafrost and Periglacial*

- Processes, 1996, 7(4): 301-309.
- [21] Pang Qiangqiang, Li Shuxun, Wu Tonghua, et al. Simulated distribution of active layer depths in the frozen ground regions of Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, 28(3): 390-395. [庞强强, 李述训, 吴通华, 等. 青藏高原冻土区活动层厚度分布模拟. *冰川冻土*, 2006, 28(3): 390-395.]
- [22] Zhang T J, Frauenfeld O W, Serreze M C, et al. Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(D16). DOI: 10.1029/2004jd005642.
- [23] Luo D L, Jin H J, Rui J, et al. The extraction of watershed characteristics of the source area of Yellow River based on SRTM DEM with ArcGIS. 2011 International Conference on Remote Sensing, Environment and Transportation Engineering, Nanjing. IEEE, 2011: 1799-1802.
- [24] Qian Cheng, Han Jian'en, Zhu Dagang, et al. An analysis of geomorphologic characteristics of the Yellow River source region based on ASTER-GDEM. *Geology in China*, 2012, 39(5): 1247-1260. [钱程, 韩建恩, 朱大岗, 等. 基于 ASTER-GDEM 数据的黄河源地区构造地貌分析. *中国地质*, 2012, 39(5): 1247-1260.]
- [25] Wang Genxu, Guo Xiaoyin, Cheng Guodong. Dynamic variations of landscape pattern and the landscape ecological functions in the source area of the Yellow River. *Acta Ecologica Sinica*, 2002, 22(10): 1587-1598. [王根绪, 郭晓寅, 程国栋. 黄河源区景观格局与生态功能的动态变化. *生态学报*, 2002, 22(10): 1587-1598.]
- [26] Jin H J, He R X, Cheng G D, et al. Changes in frozen ground in the source area of the Yellow River on the Qinghai-Tibet Plateau, China, and their eco-environmental impacts. *Environmental Research Letters*, 2009, 4(4): 045206. DOI: 10.1088/1748-9326/4/4/045206.
- [27] Li Jing, Sheng Yu, Wu Jichun, et al. Mapping frozen soil distribution and modeling permafrost stability in the source area of the Yellow River. *Scientia Geographica Sinica*, 2016, 36(4): 588-596. [李静, 盛煜, 吴吉春, 等. 黄河源区冻土分布制图及其热稳定性特征模拟. *地理科学*, 2016, 36(4): 588-596.]
- [28] Ma Shuai, Sheng Yu, Cao Wei, et al. Numerical simulation of spatial distribution and change of permafrost in the source area of the Yellow River. *Acta Geographica Sinica*, 2017, 72(9): 1621-1633. [马帅, 盛煜, 曹伟, 等. 黄河源区多年冻土空间分布变化特征数值模拟. *地理学报*, 2017, 72(9): 1621-1633.]
- [29] Luo D L, Jin H J, Jin X Y, et al. Elevation-dependent thermal regime and dynamics of frozen ground in the Bayan Har Mountains, northeastern Qinghai-Tibet Plateau, southwest China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2018, 29(4): 257-270.
- [30] Luo Dongliang, Jin Huijun, Lin Lin, et al. Degradation of permafrost and cold-environments on the interior and eastern Qinghai Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(3): 538-546. [罗栋梁, 金会军, 林琳, 等. 青海高原中、东部多年冻土及寒区环境退化. *冰川冻土*, 2012, 34(3): 538-546.]
- [31] Li Lin, Shen Hongyan, Dai Sheng, et al. Response to climate change and prediction of runoff in the source region of Yellow River. *Acta Geographica Sinica*, 2011, 66(9): 1261-1269. [李林, 申红艳, 戴升, 等. 黄河源区径流对气候变化的响应及未来趋势预测. *地理学报*, 2011, 66(9): 1261-1269.]
- [32] Guo D L, Yang M X, Wang H J. Characteristics of land surface heat and water exchange under different soil freeze/thaw conditions over the central Tibetan Plateau. *Hydrological Processes*, 2011, 25(16): 2531-2541.
- [33] Yang M X, Yao T D, Nozomu H, et al. Diurnal freeze/thaw cycles of the ground surface on the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(16): 1974-1976. [杨梅学, 姚檀栋, Nozomu H, 等. 青藏高原表层土壤的日冻融循环. *科学通报*, 2006, 51(16): 1974-1976.]
- [34] Cheng Guodong. Problems on zonation of high-altitude permafrost. *Acta Geographica Sinica*, 1984, 39(2): 185-193. [程国栋. 我国高海拔多年冻土地带性规律之探讨. *地理学报*, 1984, 39(2): 185-193.]
- [35] Jin Huijun, Sun Liping, Wang Shaoling, et al. Dual influences of local environmental variables on ground temperatures on the interior-eastern Qinghai-Tibet Plateau (I): Vegetation and snow cover. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(4): 535-545. [金会军, 孙立平, 王绍令, 等. 青藏高原中、东部局地因素对地温的双重影响(I): 植被和雪盖. *冰川冻土*, 2008, 30(4): 535-545.]
- [36] Zhou Youwu, Guo Dongxin, Qiu Guoqing. *Geocryology in China*. Beijing: Science Press, 2000: 37-58. [周幼吾, 郭东信, 邱国庆. *中国冻土*. 北京: 科学出版社, 2000: 37-58.]
- [37] Wang G X, Liu G S, Li C J, et al. The variability of soil thermal and hydrological dynamics with vegetation cover in a permafrost region. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2012, 162-163: 44-57.
- [38] Zhao Yanhong, Hou Peng, Jiang Jinbao, et al. Progress in quantitative inversion of vegetation ecological remote sensing parameters. *National Remote Sensing Bulletin*, 2021, 25(11): 2173-2197. [赵燕红, 侯鹏, 蒋金豹, 等. 植被生态遥感参数定量反演研究方法进展. *遥感学报*, 2021, 25(11): 2173-2197.]

- [39] Liu Guangyue, Xie Changwei, Yang Shuhua. Spatial and temporal variation characteristics on the onset dates of freezing and thawing of active layer and its influence factors in permafrost regions along the Qinghai-Tibet Highway. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2018, 40(6): 1067-1078. [刘广岳, 谢昌卫, 杨淑华. 青藏公路沿线多年冻土区活动层起始冻融时间的时空变化特征和影响因素. *冰川冻土*, 2018, 40(6): 1067-1078.]
- [40] Luo D L, Liu L, Jin H J, et al. Characteristics of ground surface temperature at Chalaping in the source area of the Yellow River, northeastern Tibetan Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2020, 281: 107819. DOI: 10.1016/j.agrformet.2019.107819.
- [41] Chen F F, Luo D L, Dai L Y, et al. Spatial and temporal characteristics of the site-specific N-factor over the Qinghai-Tibet Plateau. *Cold Regions Science and Technology*, 2023, 205: 103684. DOI: 10.1016/j.coldregions.2022.103684.
- [42] Yin G A, Niu F J, Lin Z J, et al. Effects of local factors and climate on permafrost conditions and distribution in Beiluhe basin, Qinghai-Tibet Plateau, China. *Science of the Total Environment*, 2017, 581-582: 472-485.
- [43] Steffen K, Box J. Surface climatology of the Greenland ice sheet: Greenland Climate Network 1995-1999. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, 106(D24): 33951-33964.
- [44] Yue Shuping, Yan Yechao, Zhang Shuwen, et al. Spatiotemporal variations of soil freeze-thaw state in Northeast China based on the ERA5-LAND dataset. *Acta Geographica Sinica*, 2021, 76(11): 2765-2779. [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. *地理学报*, 2021, 76(11): 2765-2779.]
- [45] Yang Shuhua, Wu Tonghua, Li Ren, et al. Spatial-temporal changes of the near-surface soil freeze-thaw status over the Qinghai-Tibetan Plateau. *Plateau Meteorology*, 2018, 37(1): 43-53. [杨淑华, 吴通华, 李韧, 等. 青藏高原近地表土壤冻融状况的时空变化特征. *高原气象*, 2018, 37(1): 43-53.]
- [46] McCune B. Improved estimates of incident radiation and heat load using non-parametric regression against topographic variables. *Journal of Vegetation Science*, 2007, 18(5): 751-754.
- [47] Fang J Y. Studies on geographic distribution of the altitudinal lapse rate of temperature in China. *Chinese Science Bulletin*, 1992, 37(23): 1979-1983.
- [48] Li Jing, Sheng Yu, Wu Jichun, et al. Application of the equivalent-elevation approach to alpine permafrost distribution models in the upper reaches of the Shule River, Qilian Mountains. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(2): 357-363. [李静, 盛煜, 吴吉春, 等. 等效高程方法在祁连山区高山/高海拔多年冻土分布模型中的应用. *冰川冻土*, 2011, 33(2): 357-363.]

Characteristics of the thermal regime and freeze-thaw cycles on the ground surface in permafrost regions in the Headwater Area of the Yellow River

GAO Yiting^{1,2}, LUO Dongliang¹, CHEN Fangfang^{1,2}, LEI Wenjie^{1,2}, JIN Huijun³

(1. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, CAS, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. School of Civil Engineering, Northeast Forestry University, Harbin 150040, China)

Abstract: Permafrost is a product of long-term thermal exchanges between the ground surface and atmosphere; thus, the ground surface thermal regime and freeze-thaw cycles highlight the complex thermal influences resulting from multi- interactions between the atmosphere and underlying surface characteristics and reflect the variation in the thermal regime of the near-surface shallow frozen soils. Based on the ground surface temperature observations from 51 sites in the Headwater Area of the Yellow River (HAYR), the ground surface freezing and thawing indexes were calculated, the freezing and thawing processes were analyzed, and their spatial differentiations were explored. The results showed that the mean annual ground surface

temperature (MAGST) in the HAYR ranges from -3.06 to 1.31 $^{\circ}\text{C}$, exhibiting extremely strong spatial differentiation, the differentiation of ground surface temperature is mainly affected by elevation, latitude, and NDVI ($P < 0.001$) on a regional scale, the MAGST decreases at a vertical lapse rate of about 0.7 $^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$. The larger value of NDVI represents a better condition of vegetation, leading to lower ground surface temperature in summer and higher ground surface temperature in winter. The ground surface freezing index ranges from 851.9 to 1906.6 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$ and is averaged at 1253.3 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, the frost day on the ground surface varies from 54 to 219 d with an average of 137.1 d, and the ground freezing index is slightly correlated to elevation and latitude. The ground surface thawing index ranges from 388.4 to 1727.2 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, with an average of 1039.3 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, and the thawed day on the ground surface ranges from 61 to 156 d, with an average of 128.8 d. The ground surface thawing index is negatively correlated with elevation, latitude, and longitude. Furthermore, the influence of elevation and NDVI on the thawing index is the largest. The onset date of ground surface thawing is greatly affected by topography and local factors, occurring mainly from mid- March to mid- May, the spatial heterogeneity of the onset date of ground surface freezing is less than the onset date of ground surface thawing, and the onset date of ground surface freezing occurs from the end-September to end- October. The thawing N- factor (N_t) ranges from 0.87 to 1.60 , which is mainly concentrated at 1.2 to 1.5 with an average of 1.29 ± 0.21 . The freezing N-factor (N_f) ranges from 0.49 to 0.90 , which is mainly concentrated at 0.5 to 0.65 with an average of 0.60 ± 0.18 . The ALT calculated with the classic Stefan Equation ranges from 0.99 to 2.72 m with an average of 1.68 ± 0.45 m, which is influenced by dense vegetation and fine-grained saturated substrates. The correlation between the calculated and observed ALT is 0.886 , with a deviation from 0.026 to 0.547 m. The monitoring network of ground surface temperature and relevant findings in this study could provide fundamental data and scientific evidence for the alpine ecological environment, thus likely facilitating the study of accurate mapping of high-elevation permafrost in the Headwater Area of the Yellow River.

Keywords: Headwater Area of the Yellow River; permafrost; ground surface temperature; ground surface freezing/thawing index; N-factor; active layer thickness