

DOI: 10.13758/j.cnki.tr.2022.03.024

马晶晶, 王佩, 邓钰婧, 等. 青海湖流域高寒草甸季节冻土土壤温湿变化特征. 土壤, 2022, 54(3): 619–628.

青海湖流域高寒草甸季节冻土土壤温湿变化特征^①

马晶晶^{1,2}, 王佩^{1,2*}, 邓钰婧², 马娟娟², 孙海涛², 陈奇²

(1 北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875; 2 北京师范大学地理科学学部自然资源学院, 北京 100875)

摘要: 根据 2018—2020 年青海湖流域高寒草甸野外定点监测的温度、降水、土壤水热数据, 分析了高寒草甸生态系统土壤冻融特征以及不同冻融阶段土壤温度、水分的日变化和季节动态过程。结果表明: ①基于土壤温度变化特征分析, 可将冻融循环过程划分为始冻期、完全冻结期、解冻期和完全融化期。各阶段持续的天数长短依次为: 完全融化期>完全冻结期>解冻期>始冻期。从表层到深层土壤, 完全融化天数持续增大, 完全冻结天数趋于减小, 0~180 cm 土层完全融化期持续天数超过半年以上。②冻土表现出单向冻结、双向融化的规律, 土壤融化速率 (5.45 cm/d) 快于土壤冻结速率 (2 cm/d)。整个冻融过程, 不同深度土壤水分的变化比温度的变化更复杂。③随着冻融循环过程, 土壤温湿度呈现出周期性的季节变动特征。土壤温湿度日变化具有一致性, 表层日较差大, 随着深度的增加, 日较差变小并趋于稳定。土壤剖面的结构特征对土壤水分异质性分布具有较强的解释性。

关键词: 季节冻土; 冻融过程; 土壤温度; 土壤湿度; 高寒草甸

中图分类号: S152 **文献标志码:** A

Characteristics of Seasonal Frozen Soil Temperature and Moisture Changes in Alpine Meadow in Qinghai Lake Watershed

MA Jingjing^{1,2}, WANG Pei^{1,2*}, DENG Yujing², MA Juanjuan², SUN Haitao², CHEN Qi²

(1 State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Beijing 100875, China; 2 School of Natural Resources, Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

Abstract: Based on the temperature, precipitation, and soil moisture and temperature data of the alpine meadows in the Qinghai Lake Watershed from 2018 to 2020, the characteristics of soil freezing and thawing in the alpine meadow ecosystem and the daily changes and seasonal dynamics of soil temperature and moisture in different freezing and thawing stages were analyzed. The results showed that: 1) Based on the analysis of the characteristics of soil temperature changes, the freeze-thaw cycle process could be divided into the initial freezing period, the complete freezing period, the thawing period and the complete thawing period. The duration of each stage was as follows: complete thawing period>complete freezing period>thawing period>initial freezing period. From surface to deep soil, the number of days of complete melting continued to increase, and the number of days of complete freezing tended to decrease. The period of complete melting of 0–180 cm soil layer lasted for more than half a year. 2) Frozen soil showed the law of one-way freezing and two-way melting. The soil melting rate (5.45 cm/d) was faster than the soil freezing rate (2 cm/d). Throughout the freeze-thaw process, the changes in soil moisture at different depths were more complex than changes in temperature. 3) With the freeze-thaw cycle process, soil temperature and moisture showed periodic seasonal changes. The diurnal variation of soil temperature and moisture was consistent, and the surface layer had a large diurnal range. As the depth increases, the diurnal range became smaller and tended to be stable. The structural characteristics of soil profile had a strong explanatory effect on the heterogeneous distribution of soil moisture.

Key words: Seasonal frozen soil; Freeze-thaw process; Soil temperature; Soil moisture; Alpine meadow

土壤的冻融循环是高寒区陆地生态系统的重要特征, 它伴随着一系列土壤物理、土壤化学以及土体

力学过程, 体现在水热传输、水分相变、盐分积聚以及地貌形态的改变^[1]。近年来, 全球增暖^[2-5]、降水

①基金项目: 国家自然科学基金项目(41730854) 资助。

* 通讯作者(peiwang@bnu.edu.cn)

作者简介: 马晶晶(1993—), 女, 甘肃定西人, 硕士研究生, 主要从事生态水文及土壤水文学研究。E-mail: 201921051110@mail.bnu.edu.cn

增加等^[6-7]一系列气候变化和人类活动,深刻地影响着土壤的冻结和融化过程,进而使得土壤的水热特性及变化规律发生了改变。土壤水热状况的改变不仅会影响地气能量的交换^[8],还会导致寒区水循环及生态环境^[9]的变化。因此,刻画土壤冻融过程及其水热变化特征成为高寒区陆地生态系统研究的重要内容。季节冻土是存在于地表之下一定深度,冷季冻结,暖季融化的土层,其冻结状态持续一月以上,不足一年^[10]。青藏高原是中、低纬度高海拔冻土集中分布的地区^[11],广泛分布着季节冻土和多年冻土,其中季节冻土约占高原面积的 56%^[12]。作为大气与陆面热交换的产物,季节冻土在温度年变化层上部,更接近地表,其冻融过程对气候变化的响应更为敏感,土壤温度、水分变化也更为复杂^[13],清晰地刻画其变化特征及趋势是研究季节冻土的基础和关键。

近年来,多种方法应用到冻土水热变化研究中。陈家利等^[14]基于 SMAP 亮温数据成功反演得到玛曲地区冻结期土壤未冻水变化特征;吴小丽等^[15]利用 CCI 主被动组合遥感产品,发现多年冻土区暖季土壤水分与降水的相关性低,季节冻土区相关性较高。同时,杨成松等^[16]通过 MODIS LST 数据对青藏高原地表温度时空变化进行分析,发现地表温度的空间分布与海拔、地表覆盖类型等具有相关性,年内振幅从青藏高原东南部向西北部呈上升趋势。遥感方法能够获得大尺度动态的土壤水热数据,但也需要站点原位监测资料的精度验证^[17-18]。此外,有学者通过模型模拟的方法对季节冻土温度、水分变化特征进行分析,如郭东林和杨梅学^[19]利用 SHAW 模型在青藏高原中部较好地模拟了深层土壤的温湿度特征,并且模拟的土壤湿度基本能够再现土壤未冻水随时间的变化趋势。夏坤等^[20]通过陆面过程模式 CLM 3.0 发现冻结过程中土壤温湿度模拟效果优于融化过程。王子龙等^[21]发现结合 GIUE 方法 CoupModel 模型可用于不同积雪覆盖下土壤水热变化规律的研究。但由于实测数据的缺乏,一些关键参数难于获取且多为经验参数,模型模拟值与实测值存在一定的偏差;另一方面已有的土壤水热模型的有效性和适用性需要大量实测数据的验证^[10],野外原位实测是季节冻结层土壤水热数据获取与分析最直接、精确的方法,成为研究土壤冻融循环过程的主要手段。韩炳宏等^[22]根据青海省南部季节性土壤冻融监测资料探讨了不同土层温度、水分的变化特征,将土壤冻融阶段分为初冻期、稳定冻结中期、稳定冻融后期和消融期;戴黎聪等^[23]利用青海海北站水热观测数据分析了冻融期土壤水热运

移特征。张娟等^[24]在青藏高原玉树地区利用土壤温湿数据和同步气象观测数据,分析了高寒草甸不同时间尺度下土壤温度、水分的动态变化。然而诸多野外观测试验对土壤结构与土壤水热特征的影响分析较少,因此,亟须结合野外实测分析与土壤结构特征调查,为季节冻土水热变化及迁移特征的综合研究奠定良好的数据基础。

高寒草甸是青海湖流域典型植被类型之一,占流域总面积的 26.64%^[25]。作为水源涵养、生物多样性保护的重要生态屏障^[26],流域内土壤冻融格局、水热性质的改变使高寒草甸生态系统出现大规模的退化现象^[27]。研究发现,高寒草甸的退化可能对下伏冻土的消融产生正反馈作用^[26],同时冻土的变化与发展对高寒草甸植被生长及地上生产量的形成具有一定的影响^[28],甚至可能引发植被类型演替和系统的显著改变。所以,探讨高寒草甸覆被下冻土温湿变化特征,对理解气候变化下土壤-植被-大气连续体(SPAC)水分、能量的交换具有重要意义。本文以青海湖流域高寒草甸生态系统季节冻土为例,利用 2018 年 10 月至 2020 年 6 月野外定点实测的大气温度、降水及土壤水热数据,综合分析了高寒草甸生态系统不同冻融阶段各层土壤温度和湿度的日变化、季节变化及其水热分布规律,旨在进一步提高对草甸冻融土壤水热性质的认识,为寒区生态环境的保护和水热资源的利用提供参考。

1 材料与方法

1.1 研究区域概况

青海湖流域是气候变暖情景下陆面生态系统变化较为剧烈的区域之一^[29],介于 36°15' ~ 38°20'N, 97°50' ~ 101°20'E,四面环山,东西长 106 km,南北宽 63 km,海拔 3 242 ~ 5 279 m,流域面积为 29 664 km²。青海湖流域内天然草地类型主要有高寒草甸、高寒灌丛、山地草原、沼泽草甸、平原荒漠等草地类型,其中高寒草甸分布最广。流域内为典型的高原大陆性气候,气温日较差大,常年低温、冬长夏短,流域内发育着大面积的多年冻土和季节冻土,多年冻土主要分布于流域的西北部,季节冻土分布于流域的中东部^[30]。受全球气候变化影响,近几十年流域内部分多年冻土退化为季节冻土,冻土活动层厚度增大,水热动态变化明显。研究站点位于青海湖北岸海北藏族自治州刚察县千户里子流域(37°25' N, 100°15' E),属于季节冻土区,海拔 3 551 m,多年平均温度 -0.6℃,极端低温 -31℃,极端高温 25℃,年平均降水量 389.3 mm,主要集中在 6—9 月,年蒸发量为

1 501 ~ 1 848 mm, 植被以小蒿草为主, 土壤类型为高山草甸土^[31]。土层厚度约为 75 cm, 0 ~ 10 cm 为

草毡层(As), 10 ~ 22 cm 为腐殖质层(O), 23 ~ 75 cm 为淋溶淀积层(AB), 75 cm 以下有岩石出现(图 1)。

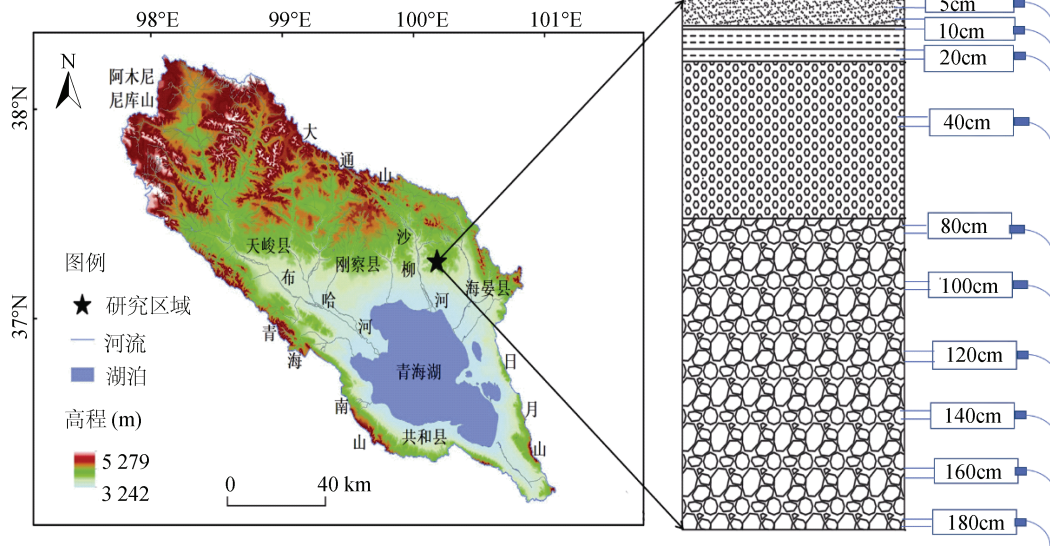


图 1 研究区位置及仪器布设图

Fig. 1 Location of study area and layout of the equipment

1.2 仪器埋设

土壤水热数据均使用澳大利亚 Datataker 公司生产的 DT80 系列数采, 加以相配套的土壤温湿度、电导率传感器采集完成。

2018 年 8 月, 在研究区进行了实验仪器的埋设(图 1), 如图所示, 分别在土壤垂直剖面 5、10、20、40、80、100、120、140、160、180 cm 深度, 水平埋入土壤水分、温度和电导率传感器(TRIME PICO 32), 探头和电路保护壳都埋入土壤中, 以减少太阳辐射对测量结果的影响。土壤水分测量精度为 $\pm 1\%$, 土壤温度测量精度为 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 电导率精度 0 ~ 10 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 范围内为 $\pm 3\%$, 每 30 min 记录一次数据。传感器自动采集数据并保存在数据采集器中, 通过无线数据传输传送到 ENVIdata 数字化生态站管理系统。需要指出的是, 仪器测得的土壤水分为土壤未冻水含量。为了排除前期仪器埋设所造成的土壤环境的改变, 本文采用了 2018 年 10 月之后的土壤温湿度数据。研究区所在的千户里子流域是我国高寒地区地球关键带(critical zone observatory, CZO)观测样点区域, 架设有涡度相关系统及自动气象站, 可对站点降水及温度开展连续观测。研究使用的降水和温度气象数据每 30 min 记录一次, 高度为 2 m。

1.3 冻融阶段划分方法

基于土壤温度的冻融阶段划分方法: 不考虑土壤颗粒表面能和盐分对土壤冻结温度的影响, 一般情况下, 一天内某一深度土壤温度经历 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的波动, 土

壤存在冻融现象^[32]。根据研究区各层土壤温度的日变化特征, 将冻融过程分为始冻期、完全冻结期、解冻期和完全融化期。始冻期土壤温度 $T_{\text{max}} > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\text{min}} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 完全冻结期土壤温度 $T_{\text{min}} < T_{\text{max}} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 解冻期土壤温度 $T_{\text{max}} > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\text{min}} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 完全融化期土壤温度 $T_{\text{max}} > T_{\text{min}} > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[33]。

1.4 数据处理

使用 Surfer 16.0 进行土壤温湿度剖面绘制, 利用 SPSS 22.0、OriginPro 2021 软件进行数据处理与制图。

2 结果与分析

2.1 土壤冻融特征

由各层土壤冻融发生日期和持续天数可见(表 1), 2018 年 10 月 25 日土壤表层出现日消夜冻现象, 土壤冻融进入始冻期, 土壤 10 cm 以上由于受到近地表大气的反复冻融的天数为 5 ~ 12 d, 持续时间较长, 10 cm 以下土层经历 1 ~ 3 d 的反复冻融后迅速冻结; 2018 年 11 月 6 日, 5 cm 土层最先进入完全冻结期, 持续天数为 129 d, 随着土壤深度的不断增加, 土层冻结滞后时间依次为 1、5、16、33、41、49、52、72、78 d, 持续天数为 131、142、137、118、118、107、110、85、77 d, 2019 年 1 月 23 日 0 ~ 180 cm 土层全部冻结, 呈现出由土壤表层向下的单向冻结规律; 3 月中旬冻土区太阳短波辐射增强, 地面热量的收入大于支出, 地表温度上升, 土壤日消夜冻现象在

土壤 5、10 cm 处分别持续了 27、15 d, 随着深度的增加, 持续时间变短, 同时由于深层土壤热量的上升, 4 月 10 日冻结层从底部 180 cm 开始解冻并向上不断发展, 呈现出与多年冻土不同的双向融化规律; 4 月 2 日 10 cm 土层最先进入完全融化期, 4 月 20 日 0~180 cm 土层全部融化, 土壤完全融化期持续天数占全年的一

半以上说明了该地区土壤长期处于未冻结状态, 尤其是深层土壤。各层土壤从始冻期到完全冻结期用时 90 d, 平均冻结速率为 2 cm/d, 从解冻期到完全融化期用时 33 d, 平均融化速率为 5.45 cm/d, 可以判定土壤融化的速率是远远快于土壤冻结的速率, 这与戴黎聪等^[23]在青藏高原季节冻土区得出的结论一致。

表 1 不同深度土壤冻融发生日期和持续天数(2018 年 10 月至 2019 年 10 月)

Table 1 Dates and duration of freezing/thawing at different soil depths

土壤深度 (cm)	始冻期		完全冻结期		解冻期		完全融化期	
	起始日期 (年-月-日)	持续 天数(d)	起始日期 (年-月-日)	持续 天数(d)	起始日期 (年-月-日)	持续 天数(d)	起始日期 (年-月-日)	持续 天数(d)
5	2018-10-25	12	2018-11-06	129	2019-03-15	27	2019-04-12	196
10	2018-11-02	5	2018-11-07	131	2019-03-18	15	2019-04-02	214
20	2018-11-08	3	2018-11-11	142	2019-04-02	1	2019-04-03	219
40	2018-11-19	3	2018-11-22	137	2019-04-08	2	2019-04-12	223
80	2018-12-08	1	2018-12-09	118	2019-04-06	3	2019-04-09	243
100	2018-12-15	2	2018-12-17	118	2019-04-14	3	2019-04-17	242
120	2018-12-24	1	2018-12-25	107	2019-04-11	4	2019-04-15	253
140	2018-12-27	1	2018-12-28	110	2019-04-17	3	2019-04-20	250
160	2019-01-15	2	2019-01-17	85	2019-04-12	2	2019-04-14	276
180	2019-01-22	1	2019-01-23	77	2019-04-10	2	2019-04-12	285

2.2 土壤温度动态

2.2.1 土壤温度季节变化 土壤表层与大气之间存在着频繁的能量交换, 大气温度的变化引起土壤温度周期性的季节变动。图 2 为研究区日平均气温和土壤温度剖面图, 从图中可以看出, 整个冻融循环过程,

大气温度降到最低(或升至最高), 土壤各层温度也降到最低(或升至最高), 土壤对于气温变化的响应深度有限, 0~60 cm 土层温度变化剧烈, 60 cm 以下变化平缓。土壤热量的传递在各冻融阶段具有明显的差异性, 土壤冻结阶段(始冻期+完全冻结期)深层土壤的

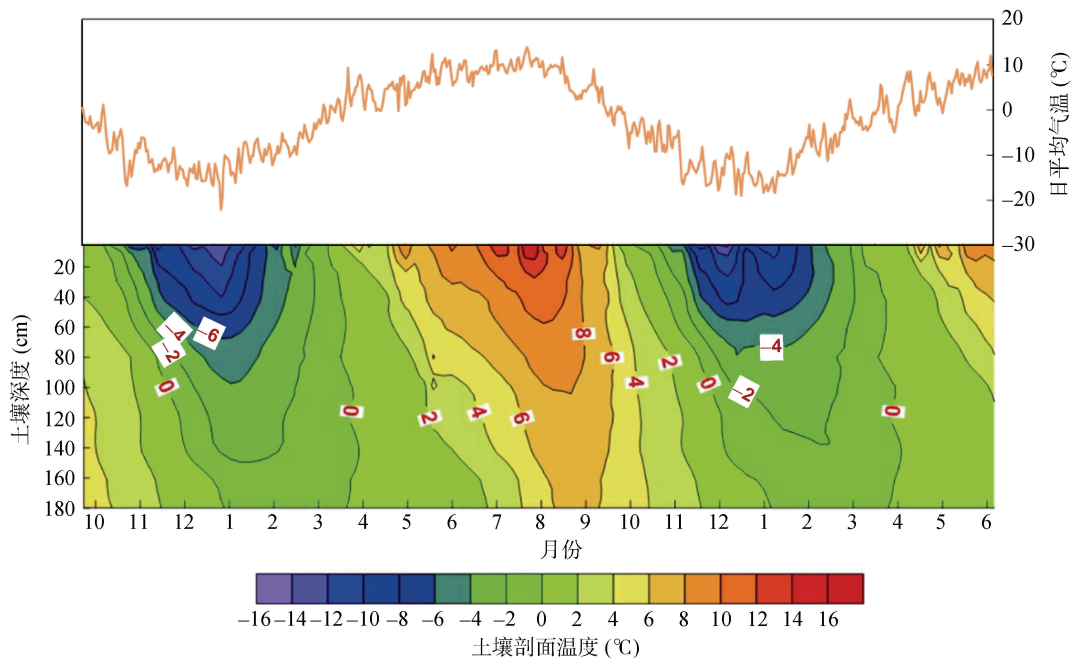


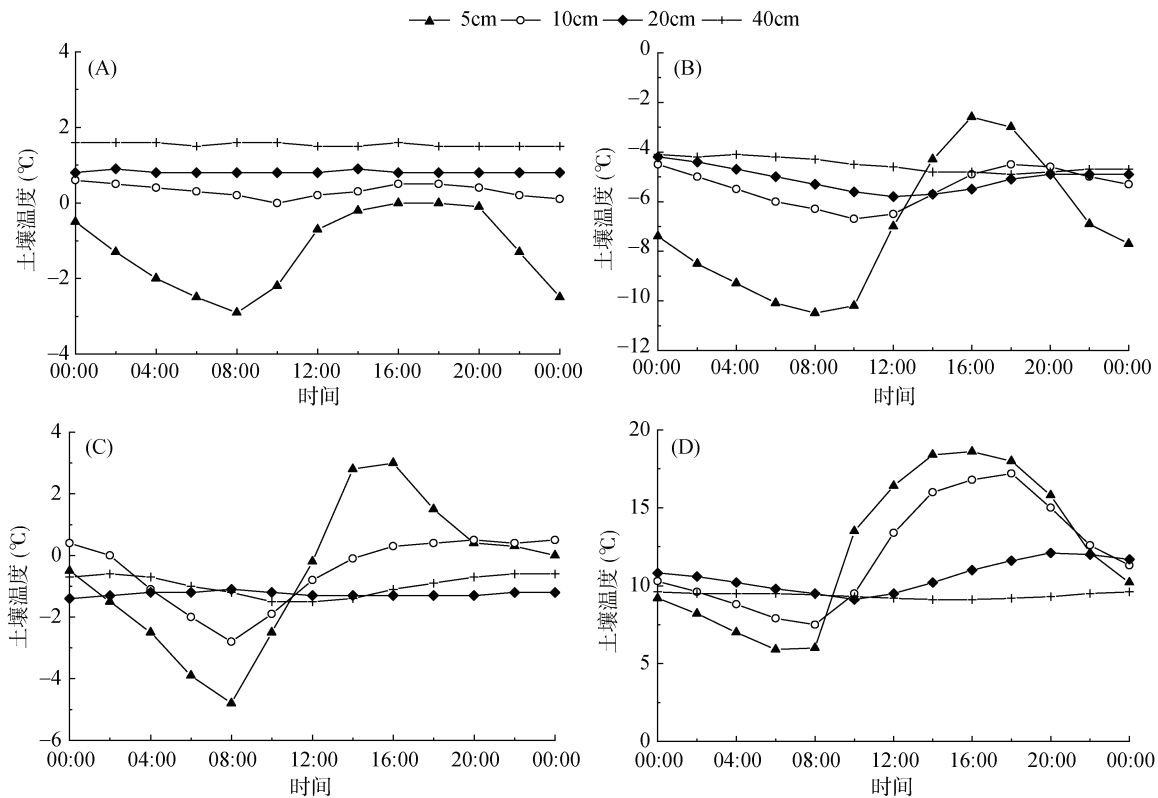
图 2 日平均温度和土壤温度剖面(2018 年 10 月至 2020 年 6 月)

Fig. 2 Daily mean temperature and soil temperature profile

温度高于浅层土壤，热量由下向上传递，土壤融化阶段(解冻期+完全融化阶段)浅层土壤温度高于深层土壤，热量由地表向下传递。等温线的疏密程度能够很好地反映土壤温度梯度的变化，始冻期向完全冻结期转变阶段，土壤等温线密集，不同土层之间温度变化剧烈，解冻期向完全融化期转变阶段，等温线稀疏，3月下旬 0℃ 等温线几乎与深度轴平行，不同深度土壤温度变化平缓，土壤融化时间相差较小。

2.2.2 土壤温度日变化 由不同冻融阶段土壤温度日变化曲线可见(图 3)，土壤温度存在周期性的日

变化特征。5 cm 土层最低温出现在北京时间 8:00 左右，之后土壤温度快速上升，在午后达到最高，这种变化随着土层深度的不断增加，具有一定的滞后性。此外，始冻期 5 cm 土层最高温在 14:00 出现，一直持续到 20:00 后下降，完全融化期 5 cm 土壤也出现此现象，这可能是受中午太阳辐射增强的影响，土壤表层吸收了较多的热量，在植被和枯枝落叶层的保温作用下，土壤热量不易快速散失，土壤最高温度持续时间较长；而完全冻结期和解冻期 5 cm 土层最高温度在 16:00 左右出现后立即下降，持续时间较短。



(A. 始冻期; B. 完全冻结期; C. 解冻期; D. 完全融化期)

图 3 不同冻融阶段典型日土壤温度日变化

Fig. 3 Diurnal variations of soil temperatures at different freezing-thawing stages

各冻融阶段土壤温度存在显著差异。浅层土壤日较差大，随着深度的增加，日较差变小并趋于稳定。始冻期，地表温度降低(日平均温度 -0.55°C ，最大值 9.41°C ，最小值 -8.73°C)，土壤表层 5 cm、10 cm 温度在 0°C 等温线附近波动，日较差为 4°C 、 0.93°C ，波动较大；20 cm、40 cm 土层温度在 0°C 以上波动，日较差为 0.13°C 、 0.17°C ，波动较小。完全冻结期地表温度降到最低(日平均温度 -11.1°C ，最大值 -2.6°C ，最小值 -19.5°C)，0~40 cm 土层温度均在 0°C 以下，日较差依次为 7.3、2.5、1.5、 0.63°C ，过低的温度加快土壤水分相态的转变，土壤液态水变

为固态，土壤温度波动变大。解冻期，太阳辐射增强，地表温度上升(日平均温度 -1.24°C ，最大值 8.82°C ，最小值 -12.33°C)，5 cm、10 cm 土层温度在 0°C 等温线附近波动，日较差为 7.93°C 、 2.5°C ；20 cm、40 cm 土层温度在 0°C 以下，日较差为 0.67°C 、 0.3°C 。完全融化期，地表温度达到一年中最大(日平均温度为 5.27°C ，最大值为 14.7°C ，最小值为 -4.82°C)，0~40 cm 土层温度均在 0°C 以上，日较差依次为 14.14、9.7、2.5、 0.6°C ，各层土壤温度波动剧烈。上述分析可知，不同冻融阶段 0~40 cm 土壤温度日变化幅度大小依次为完全融化期>完全冻结

期>解冻期>始冻期。解冻期和始冻期日变化幅度较小,这可能与土壤反复冻融,部分能量用于土壤水分的相变消耗有关。

2.3 土壤未冻水动态变化

2.3.1 土壤未冻水季节变化 土壤经过冻融循环过程,土壤中存在多相态物质的动态混合,包含有土壤未冻水、水蒸气、干空气、土壤团聚体颗粒以及土壤冰晶体。首先需要指出的是本文测得的土壤水分均为土壤未冻水含量,它是受土壤颗粒表面能作用以液态水膜的形式存在于冻结土壤的游离水分^[34]。

由日累计降水量和土壤未冻水剖面图(图 4)可见,土壤剖面水分格局与变化随冻融过程呈现周期性的波动,不同冻融阶段土壤水分的变化和分布具有显著的差异性。2018 年 10 月至 2019 年 3 月中旬,土壤处于冻结阶段(始冻期+完全冻结期),各层土壤未冻结水分表现为较低值。浅层土壤(0~40 cm)和深层土壤(120~180 cm)水分明显高于中部(40~120 cm)。这可能是浅层土壤质地以粉粒为主,砾石含量少(图 5),土壤颗粒表面能大,持水能力强,因此土壤水分较高;土壤中部砂粒含量急剧增加,砾石含量达 50%以上,土壤颗粒表面能变小,持水能力变差,导水能力增强,同时在重力作用下,土壤下渗增强,使得土壤中层,尤其是 80 cm 土壤水分在整个冻融循环过程中,一直处在水分的低值区;剖面底部土壤质地以砂

粒为主,砾石含量可达 80% 以上,大量的砾石起到一定的隔水作用,同时在水势梯度驱动下,水分不断向冻结锋底部聚集,土壤水分较高。3 月下旬至 10 月为冻土的融化阶段(解冻期+完全融化期),降水量增多,各层土壤水分增加,浅层土壤对降水响应明显,在土壤 0~40 cm 形成了一个水分的高值区,而深层土壤对降水的响应较弱。此外,深层土壤水分增加或减少的时间明显滞后于浅层土壤(图 4、图 6),例如,表层土壤水分 3 月开始增加,10 月下旬减少,深层土壤水分 5 月下旬开始增加,12 月中下旬减少。上述分析表明土壤剖面结构特征对土壤水分分布具有较强的解释性。

2.3.2 土壤未冻水日变化 不同冻融阶段土壤未冻水日循环存在明显差异(图 7)。始冻期、完全冻结期、解冻期 5 cm 土壤水分最小值出现在北京时间 10:00 左右,最大值出现在 18:00 左右;完全融化期则不同于其他冻融阶段,土壤未冻水最小值出现在 16:00 左右,最大值出现在 0:00 左右,随着深度的增加,各冻融阶段土壤未冻水的最大最小值出现时间具有一定的滞后性,水分变化近似一条直线。

不同冻融阶段土壤未冻水日变化与土壤温度日变化具有一致性。浅层土壤未冻水日变幅最大,随着深度的增加,日变幅逐渐减小。始冻期处于秋冬转换期,对流旺盛,水分大量蒸发,土壤表层 5 cm、10 cm

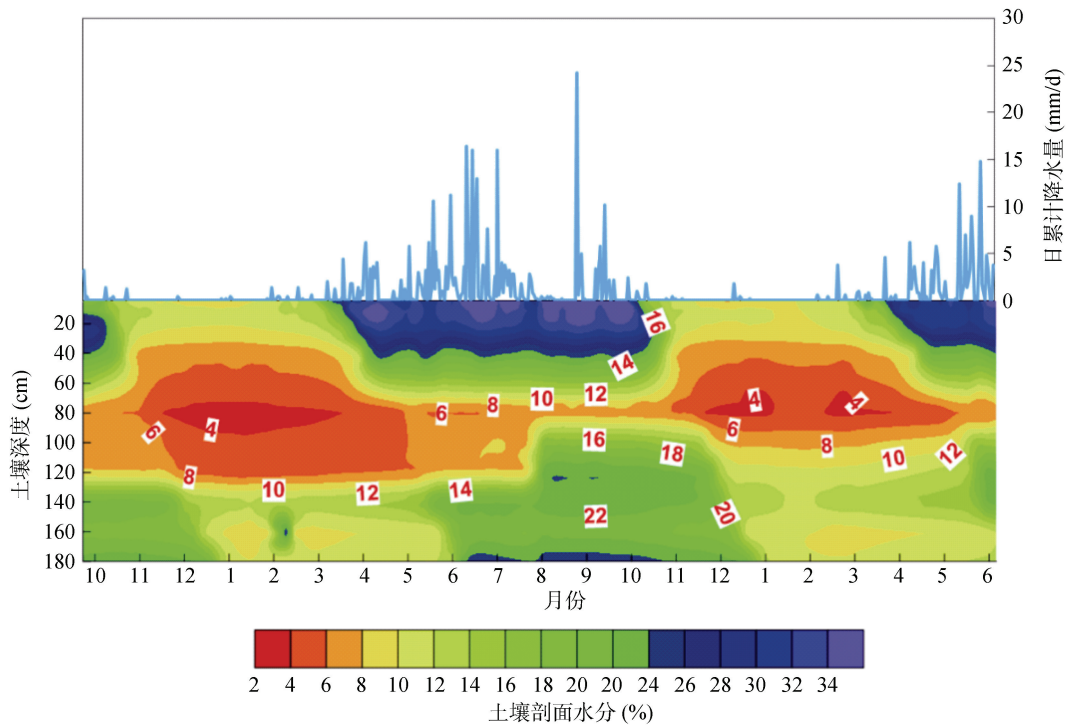


图 4 日累计降水量和土壤未冻水剖面(2018 年 10 月至 2020 年 6 月)
Fig. 4 Cumulative daily precipitation and unfrozen water profile

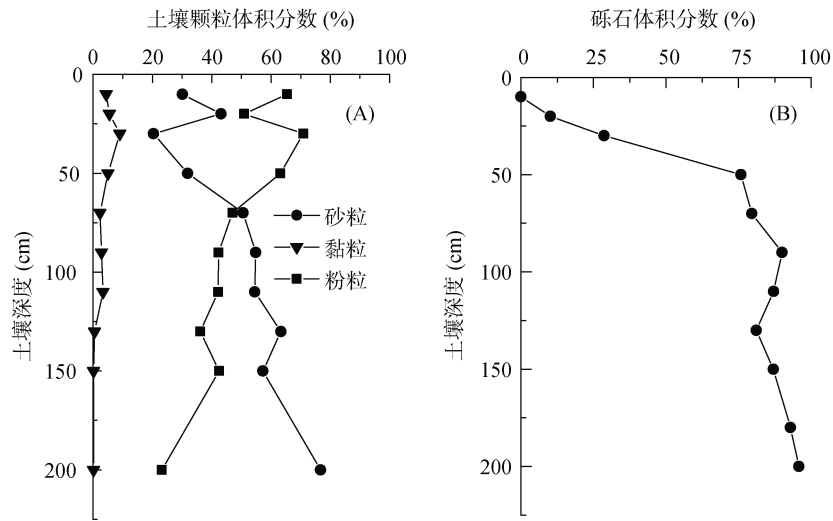


图 5 不同深度土壤颗粒组成(A)和砾石含量(B)
 Fig. 5 Soil particle composition (A) and gravel content (B) at different soil depths

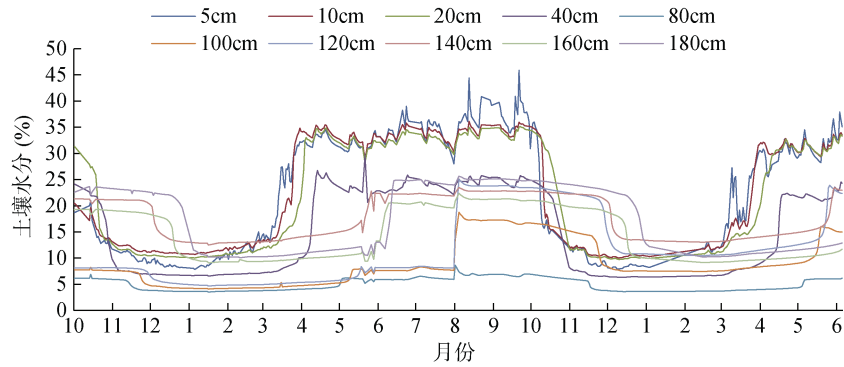
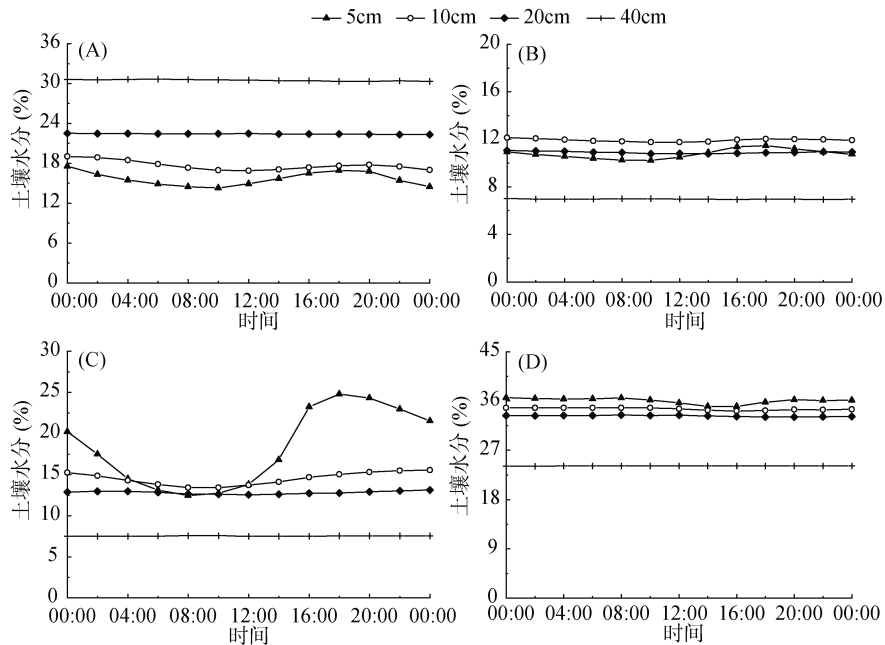


图 6 不同深度土壤未冻水随时间的变化(2018 年 10 月至 2020 年 6 月)
 Fig. 6 Variations of unfrozen water at different depths over time



(A. 始冻期; B. 完全冻结期; C. 解冻期; D. 完全融化期)
 图 7 不同冻融阶段典型日土壤未冻水日变化
 Fig. 7 Diurnal variations of unfrozen water at different freezing-thawing stages

未冻水波动较大, 日较差分别为 3.89%、2.11%; 20 cm、40 cm 土壤未冻水较高, 过高的水分减缓了土壤温度的变化, 日较差较小, 分别为 0.79%、0.27%。完全冻结期土壤水由液态转变为固态, 土壤未冻水减少, 5、10、20、40 cm 土壤未冻水日较差为 1.33%、0.42%、0.27%、0.08%, 土壤未冻水波动小。解冻期温度上升, 土壤最先从表层融化, 5 cm 土壤未冻水快速增加, 日较差为 14.86%, 波动剧烈; 10、20、40 cm 土壤未冻水日较差分别为 2.24%、0.52%、0.12%。完全融化期, 季节冻结层大量融化, 土壤未冻水充足, 5、10、20、40 cm 土壤水分变化微弱, 日较差小, 分别为 2.06%、0.73%、0.39%、0.13%。以上分析表明不同冻融阶段土壤未冻水日变化幅度大小依次为解冻期>始冻期>完全融化期>完全冻结期。

3 讨论

3.1 季节冻土冻融特征

秋季始冻期和春季解冻期是表层土壤发生冻融交替最为频繁的时期, 本研究发现该站点日冻融循环主要发生在土壤表层 5 cm、10 cm, 持续时间为 39 d、20 d, 20 cm、40 cm 深度日冻融持续时间仅为 4~5 d, 这与林笠等^[4]在海北站高寒草甸利用微根管结合土壤温度间接测量的结果相一致。位于青南牧场的高寒草地^[22], 土壤日冻融循环与高寒草甸具有较大的差异, 日冻融深度可达 40 cm, 土层 10、20、40 cm 日冻融循环持续时间分别为 37、24、11 d, 这可能是植被类型和生长环境不同, 导致两种覆被下土壤冻融格局不一致。根据实际观测结果, 本研究区多年平均温度为 $-0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, 4—10 月表层土壤含水量均在 35% 左右波动, 0~10 cm 土层为草毡层(As), 0~22 cm 为腐殖质层(O), 较厚的有机质层能够减缓气温对深层

土壤温度的影响。高寒草地多年平均温度为 $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, 4—10 月土壤剖面含水量均小于 30%, 较高的温度和较低的土壤含水量不利于土壤有机质层的发育, 冻融向下发展的深度较深。相比季节冻土区, 多年冻土区具有日冻融循环持续时间长的特点。焦永亮等^[32]在唐古拉地区发现 5 cm 深度日冻融循环天数为 61 d。王学佳等^[35]在 D105 站点观测发现 2002—2005 年 4 cm 深度存在土壤日冻融循环的平均天数为 71 d。因此, 土壤日冻融循环是多种因素综合作用的结果, 不同冻土类型、覆被表现的冻融循环特征具有较大差异。

本研究站点土壤冻结天数小于土壤融化天数, 而青藏高原中部季节冻土区研究发现土壤冻结时间是土壤消融时间的 1.6 倍^[23], 但两站点土壤融化速率均大于土壤冻结速率, 这可能与两地受到的太阳辐射和积温有关。此外, 本研究区土壤融化天数超过半年以上, 尤其是深层土壤, 这与海北站和青南牧场的研究结果一致, 说明这些地区土壤长期处于未冻结状态, 土壤接收的能量大于土壤支出的能量。研究发现, 3 个站点 20 cm 土层土壤冻结时间均最长(表 2)。不同于多年冻土, 季节冻土呈现出单向冻结、双向融化的规律。土壤冻结过程浅层土壤冻结时间早、深层土壤冻结时间晚, 土壤融化过程浅层和深层土壤融化时间均较早, 土壤中部应是土体冻结时间较长的部分。大气辐射和热量使土壤从表层向下融化, 0~10 cm 土壤反复冻融持续时间长, 能量多用于土壤的相变, 对下层土壤影响小, 土壤冻结时间长; 地下热流促使土壤从下向上融化, 融化过程中能量不断衰减, 消融到 20 cm 时地下热流对土层影响微弱。因此, 20 cm 土层在季节冻土区多表现为受其他因素影响小、冻结较为稳定的土层。

表 2 不同站点土壤冻结与消融持续时间
Table 2 Duration of soil freezing and thawing at different sites

站点	经纬度	海拔(m)	土壤深度(cm)	冻结天数(d)	消融天数(d)	冻融交替天数(d)
千户里子流域(高寒草甸)	100°15' E, 37°25' N	3 551	5	129	196	39
			10	131	214	20
			20	142	219	4
			40	137	223	5
海北站(高寒草甸)	101°19'E, 37°36'N	3 215	5	90	236	34
			10	109	240	6
			20	116	227	2
青南牧场(高寒草地)	99°59'E, 35°35'N	3 323	10	98	212	37
			20	115	228	24
			40	110	234	11

3.2 冻融循环过程对土壤温湿度及高寒草甸生态系统的影响

土壤温度和水分的相互作用,对高寒植被的生长至关重要。土壤冻结后,探测土壤未冻水及土壤冰的变化十分困难。目前,土壤水分探头测得的均为土壤未冻水,代表了复杂土壤冻融过程中水分迁移变化的另一侧面,土壤未冻水也代表了土壤中植物可利用水量,是制约植物生长的关键因素。土壤未冻水与土壤温度之间保持着动态的平衡关系^[36]。土壤冻结过程中,即使温度极低,但仍有一定数量的土壤未冻水存在。11月至次年3月中旬,为该站点土壤完全冻结阶段,温度低,土壤颗粒表面水分克服吸附作用和静电引力的能力强,土壤未冻水减少,剖面中部未冻水含量仅为2%;3月下旬土壤温度升高,剖面水分整体上升。温度控制着未冻水含量的变化,温度越低未冻水含量越少,这与郭红^[37]的研究结果一致。冬季下层土壤冻融,表层封冻,土壤水分的迁移在剖面中主要表现为土壤未冻水的迁移。温度梯度引起土壤未冻水的迁移,当冻土中存在温度差,未冻水有向较低温度区域迁移的趋势^[34]。冻结初期(11月至次年1月),该研究区土壤水分深层大于浅层,冻结后期(1—3月)土壤深层与浅层水分基本保持一致(图6)。这与王晓巍^[10]发现的冻结期土壤水分由下向上迁移后多积聚于近地表10~40cm、浅层大于深层的结果不同。这可能是因为土壤未冻水的迁移与分布不仅受温度的影响,还与土壤剖面结构、砾石含量和土壤冰的分布息息相关,需要综合土壤多相态物质间的相互作用关系来进一步探讨。夏季,冻土融化,土壤水分的迁移受温度的影响,向上表现为土壤的蒸发、植被的蒸腾,向下土壤内部水分由上向下迁移,但还受到降水、植被的影响,迁移后该站点水分在土壤剖面中由表层到深层呈现出“高-低-高”的分布模式,土壤水分的分布则有利于浅根系植被的生长与发育。

冻土分布区生态环境脆弱,土壤中植物可利用水量的多少是影响该地区植被生长、农牧发展的关键因子。冻土解冻期是植被生长的重要需水阶段,也是一年中最缺水的季节^[38]。温度的上升,大量的土壤冰转化为液态水,未冻水的增加能够使土壤包气带水分上升,一定程度上缓解春季干旱对植被水分的胁迫。研究发现,3月下旬土壤开始解冻(图6),此时降水对土壤水分影响微弱,但表层土壤水分最高可达35%左右,说明季节冻土冻结固持了大量水分,并能在土壤解冻期为植物生长提供较多的可利用水,这与李英

年等^[28]在河北高寒草甸的研究结果相一致。

4 结论

根据土壤温度的日变化,将季节冻土冻融过程划分为始冻期、完全冻结期、解冻期和完全融化期,4个阶段持续的天数依次为完全融化期>完全冻结期>解冻期>始冻期,0~180cm土壤完全融化期持续天数超过半年以上,土壤,尤其是深层土壤长期处于未冻结状态。冻土表现出单向冻结、双向融化的规律,土壤融化速率(5.45 cm/d)快于土壤冻结速率(2 cm/d)。整个冻融过程,不同深度土壤水分的变化比温度的变化复杂。随着冻融循环过程,土壤温湿度呈现出周期性的季节变动特征。土壤温度和湿度的日变化具有一致性,表层日较差大,随着深度的增加,日较差变小并趋于稳定。土壤剖面的结构特征对土壤水分异质性分布具有较强的解释性。

参考文献:

- [1] 李伟强,雷玉平,张秀梅,等. 硬壳覆盖条件下土壤冻融期水盐运动规律研究[J]. 冰川冻土, 2001, 23(3): 251-257.
- [2] 汪青青,李林,秦宁生,等. 青海高原多年冻土对气候与变化的响应[J]. 青海气象, 2005, 24(1): 20-25.
- [3] 汪青春,李林,李栋梁,等. 青海高原多年冻土对气候增暖的响应[J]. 高原气象, 2005, 24(5): 708-713.
- [4] 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.
- [5] 王绍令,赵秀锋,郭东信,等. 青藏高原冻土对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 1996, 18(S1): 157-165.
- [6] 岳国栋. 气候暖湿化对渭河流域土体冻融过程和水热运移影响研究[D]. 兰州: 兰州理工大学, 2020.
- [7] 蒋靖海,王澄海. 北半球季节性冻融区与北半球夏季降水关系的研究[J]. 冰川冻土, 2020, 42(1): 53-61.
- [8] Wang J Y, Luo S Q, Li Z G, et al. The freeze/thaw process and the surface energy budget of the seasonally frozen ground in the source region of the Yellow River[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2019, 138(3/4): 1631-1646.
- [9] 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[J]. 冰川冻土, 2003, 25(3): 250-255.
- [10] 王晓巍. 北方季节性冻土的冻融规律分析及水文特性模拟[D]. 哈尔滨: 东北农业大学, 2010.
- [11] 程国栋,赵林. 青藏高原开发中的冻土问题[J]. 第四纪研究, 2000, 20(6): 521-531.
- [12] Zou D F, Zhao L, Sheng Y, et al. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau[J]. The Cryosphere, 2017, 11(6): 2527-2542.
- [13] 王澄海,董文杰,韦志刚. 青藏高原季节性冻土年际变化的异常特征[J]. 地理学报, 2001, 56(5): 522-530.

- [14] 陈家利, 郑东海, 庞国锦, 等. 基于 SMAP 亮温数据反演青藏高原玛曲区域土壤未冻水[J]. 遥感技术与应用, 2020, 35(1): 48–57.
- [15] 吴小丽, 刘桂民, 李新星, 等. 青藏高原多年冻土和季节性冻土区土壤水分变化及其与降水的关系[J]. 水文, 2021, 41(1): 73–78, 101.
- [16] 杨成松, 车涛, 欧阳斌. 青藏高原地表温度时空变化分析[J]. 遥感技术与应用, 2016, 31(1): 95–101.
- [17] 吴小丽, 刘桂民, 李新星, 等. CCI 多传感器组合土壤水分产品在青藏高原不同地区的适用性[J]. 土壤, 2021, 53(2): 429–438.
- [18] 王梅霞, 冯文兰, 扎西央宗, 等. 光学与微波遥感协同反演藏北表层土壤水分研究[J]. 土壤, 2019, 51(5): 1020–1029.
- [19] 郭东林, 杨梅学. SHAW 模式对青藏高原中部季节冻土区土壤温、湿度的模拟[J]. 高原气象, 2010, 29(6): 1369–1377.
- [20] 夏坤, 罗勇, 李伟平. 青藏高原东北部土壤冻融过程的数值模拟[J]. 科学通报, 2011, 56(22): 1828–1838.
- [21] 王子龙, 柳春先, 姜秋香, 等. 基于 COUPMODEL 的松嫩平原黑土区土壤水热过程模拟[J]. 东北农业大学学报, 2019, 50(9): 50–58.
- [22] 韩炳宏, 周秉荣, 吴让, 等. 青海南部高寒草地土壤冻融交替期水热特征分析[J]. 气象科技, 2018, 46(2): 361–368.
- [23] 戴黎聪, 柯浔, 张法伟, 等. 青藏高原季节冻土区土壤冻融过程水热耦合特征[J]. 冰川冻土, 2020, 42(2): 390–398.
- [24] 张娟, 沙占江, 徐维新. 青藏高原玉树地区巴塘高寒草甸土壤温湿特征分析[J]. 冰川冻土, 2015, 37(3): 635–642.
- [25] 周笃珺, 马海州, 山发寿, 等. 青海湖流域及周边地区的草地资源与生态保护[J]. 资源科学, 2006, 28(3): 94–101.
- [26] 尤全刚, 薛娴, 彭飞, 等. 高寒草甸草地退化对土壤水热性质的影响及其环境效应[J]. 中国沙漠, 2015, 35(5): 1183–1192.
- [27] 魏卫东, 刘育红, 马辉, 等. 三江源区退化高寒草甸浅层土壤冻融作用特征[J]. 生态与农村环境学报, 2019, 35(3): 352–359.
- [28] 李英年, 关定国, 赵亮, 等. 海北高寒草甸的季节冻土及在植被生产力形成过程中的作用[J]. 冰川冻土, 2005, 27(3): 311–319.
- [29] 李倩. 全球变暖背景下冻土变化研究综述[J]. 吉林气象, 2013, 20(1): 25–28, 44.
- [30] 高黎明, 张乐乐. 青海湖流域植被盖度时空变化研究[J]. 地球信息科学学报, 2019, 21(9): 1318–1329.
- [31] 潘蕊蕊, 李小雁, 胡广荣, 等. 青海湖流域季节性冻土区坡面土壤有机碳分布特征及其影响因素[J]. 生态学报, 2020, 40(18): 6374–6384.
- [32] 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.
- [33] 乌艺恒, 赵鹏武, 周梅, 等. 季节性冻土区土体冻融过程及其对水热因子的响应[J]. 干旱区研究, 2019, 36(6): 1568–1575.
- [34] 赵林, 胡国杰, 邹德富, 等. 青藏高原多年冻土变化对水文过程的影响[J]. 中国科学院院刊, 2019, 34(11): 1233–1246.
- [35] 王学佳, 杨梅学, 万国宁. 藏北高原 D105 点土壤冻融状况与温湿特征分析[J]. 冰川冻土, 2012, 34(1): 56–63.
- [36] 胡国杰, 赵林, 李韧, 等. 青藏高原多年冻土区土壤冻融期间水热运移特征分析[J]. 土壤, 2014, 46(2): 355–360.
- [37] 郭红. 祁连山冻土未冻水含量变化特征及其影响因素[D]. 兰州: 兰州大学, 2017.
- [38] 郭占荣, 荆恩春, 聂振龙, 等. 冻结期和冻融期土壤水分运移特征分析[J]. 水科学进展, 2002, 13(3): 298–302.