

# 青藏高原北部季节冻土冻融过程水热变化

## ——以海北为例

颜玉倩<sup>1,2</sup>, 李红梅<sup>3</sup>, 张睿<sup>1,2</sup>, 曹晓云<sup>1,2</sup>, 乔斌<sup>1,2</sup>, 杜华礼<sup>1,2</sup>

(1.青海省防灾减灾重点实验室, 西宁 810001;

2.青海省气象科学研究所, 西宁 810001; 3.青海省温室气体及碳中和重点实验室, 西宁 810001)

**摘要:** [目的] 探讨不同阶段季节冻土的水热状态及感热、潜热特征, 为高原冻土区农耕生产、基础设施稳定性及陆气相互作用相关研究提供支撑。[方法] 采用海晏国家气象站、海北野外气象站观测数据, 通过冻土深度 5 日滑动平均及 5 cm 土壤温度相结合的方法, 对 2023—2024 年海北地区一次完整的冻融周期进行划分, 对不同冻融阶段的土壤水热过程进行了分析。[结果] (1) 2023—2024 年季节冻土冻融总周期历时 198 d, 最大冻土深度 116 cm。整个冻融过程表现为单向冻结、双向融化, 且融化显著快于冻结。(2) 浅层土壤温度与大气作用最直接、变化幅度最大, 深层土壤温度变化幅度较小, 整体呈现先减小后增大的“V”型分布, 土壤温度在 1 月 26 日降至最低; 各层土壤含水量在不同阶段差异较大, 但整体呈现先减小后增大的“U”型分布。(3) 从整个冻融过程来看, 地表感热通量值大于地表潜热通量; 感热通量在融化过程和完全冻结过程及完全融化阶段较大, 在冻结过程较小; 地表潜热通量在完全融化阶段变化最为剧烈; 通过对比不同阶段地表感热、潜热通量的日变化状态, 地表感热通量在各阶段差异不明显, 地表潜热通量各阶段的差异较大, 通过比较最大值发现地表潜热通量值完全融化 > 冻结过程 > 融化过程 > 完全冻结。(4) 能量闭合率在土壤冻结—完全冻结阶段要优于融化—完全融化阶段。[结论] 季节冻土融化速率显著高于冻结速率, 且融化—完全融化阶段水热变化剧烈, 该时段开展农事活动、工程及基础设施建设时应重点监测土壤水分骤升、温度梯度剧变及承载力骤降等情况, 及时防范地基软化、边坡滑塌、渠道渗漏与作物根层渍害风险。

**关键词:** 季节冻土; 冻融过程; 水热变化; 感热通量; 潜热通量

中图分类号: P642.14

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2026)03-0009-09

## Hydrothermal changes during freeze-thaw process of seasonal frozen soil in northern Qinghai-Xizang Plateau — a case study of Haibei

Yan Yuqian<sup>1,2</sup>, Li Hongmei<sup>3</sup>, Zhang Rui<sup>1,2</sup>, Cao Xiaoyun<sup>1,2</sup>, Qiao Bin<sup>1,2</sup>, Du Hual<sup>1,2</sup>

(1.Key Laboratory of Disaster Prevention and Mitigation in Qinghai Province, Xining 810001,

China; 2.Qinghai Institute of Meteorological Science, Xining 810001, China;

3.Key Laboratory of Greenhouse Gas and Carbon Neutrality in Qinghai Province, Xining 810001, China)

**Abstract:** [Objective] This study aims to explore the hydrothermal states as well as the sensible and latent heat characteristics of seasonal frozen soil at different stages, and to provide support for research on agricultural production, infrastructure stability, and land-atmosphere interaction in the frozen-soil regions of the plateau. [Methods] This paper utilized observational data from the Haiyan National Meteorological Station and Haibei Field Meteorological Station. By employing a method combining the five-day moving average of frozen-soil depth and the soil temperature at 5 cm depth, a complete freeze-thaw cycle in the Haibei region from 2023 to 2024 was

收稿日期: 2025-07-15

修回日期: 2025-08-06

接受日期: 2025-09-22

资助项目: 国家自然科学基金区域创新发展联合基金(U21A2021)(U22A20556); 青海省温室气体及碳中和重点实验室开放基金(MSXM-2023-4)

第一作者: 颜玉倩(1990—), 女, 青海西宁人, 高级工程师, 硕士, 主要从事高寒生态气象与气候变化研究。E-mail: yan\_yq1113@sina.com

通信作者: 李红梅(1976—), 女, 青海西宁人, 正高级工程师, 硕士, 主要从事高原气候变化相关研究。E-mail: 88104686@qq.com

<https://stbcj.publish.founderss.cn>

identified. The soil hydrothermal processes during different freeze-thaw stages were analyzed. [Results] (1) The total duration of the seasonal frozen soil freeze-thaw cycle from 2023 to 2024 was 198 days, with a maximum frozen-soil depth of 116 cm. The entire freeze-thaw process was characterized by unidirectional freezing and bidirectional thawing, with thawing occurring significantly faster than freezing. (2) The temperature of the shallow soil layer was most directly influenced by the atmosphere and had the largest amplitude of variation. The amplitude of temperature variation in the deep soil layer was smaller, and it showed a 'V'-shaped distribution with a decrease followed by an increase. The soil temperature reached its lowest point on January 26. The soil moisture content at each layer showed significant differences at different stages, but overall, it exhibited a 'U'-shaped distribution with a decrease followed by an increase. (3) Throughout the freeze-thaw process, the surface sensible heat flux was greater than the surface latent heat flux. The sensible heat flux was larger during the thawing process, complete freezing process, and complete thawing stage, and was smaller during the freezing process. The surface latent heat flux changed most dramatically during the complete thawing stage. By comparing the diurnal variations of surface sensible and latent heat fluxes at different stages, the differences in surface sensible heat flux among the stages were not significant, while the differences in surface latent heat flux were larger. The comparison of the maximum values revealed that the surface latent heat flux was highest during complete thawing, followed by the freezing process, thawing process, and complete freezing. (4) The energy closure rate was better from the freezing to complete freezing process than from the thawing to complete thawing stage. [Conclusion] The thawing rate of seasonal frozen soil is significantly higher than the freezing rate, and the hydrothermal changes are dramatic during the thawing to complete thawing stage. When carrying out agricultural activities, engineering projects, and infrastructure construction during this period, attention should be focused on monitoring the sudden increase in soil moisture, drastic changes in temperature gradients, and a sudden drop in bearing capacity to promptly prevent the risks of foundation softening, slope collapse, channel leakage, and waterlogging in the crop root layer.

**Keywords:** seasonal frozen soil; freeze-thaw process; hydrothermal changes; surface sensible heat flux; surface latent heat flux

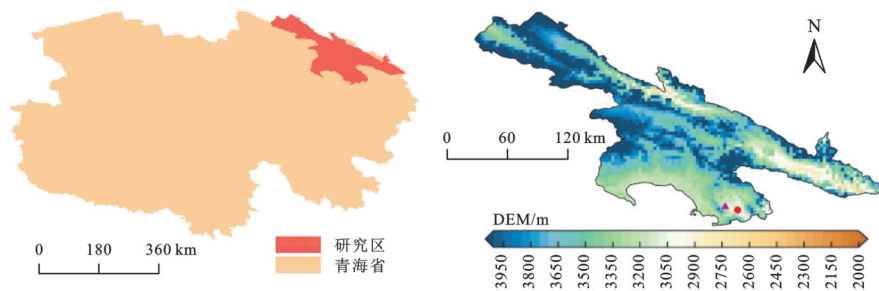
冻土是指温度低于 $0^{\circ}\text{C}$ 并有冰存在的土壤或岩层,是陆地冰冻圈的重要组成部分。根据冻土的冻结持续时间,主要分为季节性冻土和多年冻土。覆盖于多年冻土之上且夏季融化冬季冻结的表面土层,称为季节融化层或季节活动层。冻土变化和土壤冻融过程能够显著影响土壤结构、土壤水热传输、土壤生物化学过程、地下水赋存、分布及运移过程,是高原冰冻圈基本陆面特征之一,是判断冻土发育、存在、变化及反映气候变化的指标。地面热源由两部分组成:即感热通量和潜热通量,高原热力作用主要由近地层大气加热引起,因此,湍流感热和潜热通量的作用就显得尤为重要,随着高原上观测资料及再分析资料的不断丰富,对高原地表热通量的研究也越来越深入。

冻土与气候变化相互影响,一方面,气候变化影响季节冻土深度及冻融周期,根据青藏高原气象观测站点资料统计,1981—2020年青藏高原气温呈显著增加趋势,增加速率为 $0.4^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ,而季节冻土最大冻土深度变化速率为 $-5\text{cm}/10\text{a}$ ,冻融周期变化速率为 $-8.6\text{d}/10\text{a}$ ,季节冻土深度与气温的相关系数高达

0.9以上;此外积雪、融雪过程均会对季节性冻土产生重要影响,而且不同时间段的积雪对冻土的效果也不相同,当积雪发生在初冬(冻结过程发生时段),厚厚的积雪将因保温作用而阻止季节性冻土深度的加深,融雪产生的融水大部分渗入地下;而若积雪覆盖发生较晚(冻土已然冻结且冻土层深厚),深厚的冻土层使得土壤的局部入渗能力降低,积雪的这种保温作用即失去了效用<sup>[1]</sup>,因此气候变化对季节冻土具有重要影响;另一方面,冻土冻融过程的水热变化往往伴随着显著的陆—气之间的能量和物质交换过程,进一步对周边和下游地区甚至全球的天气气候产生影响。高原土壤冻融异常是东亚大气环流和我国夏季降水的重要“信号”。在南亚夏季风形成前,高原由冬转夏期间,地气温差的年际异常敏感区呈现自中部河谷向东南方向移动的特征;与此同时,高原地表经历积雪消融与冻土解冻的双重过程<sup>[2-3]</sup>。此外,地表感热和潜热作为冻土和气候变化的中间环节,对二者起到关键性的作用:季节冻土的相变通过调节水热耦合过程,实现对土壤水分的“冻结

封存—融化释放”。不同相态的水(液态水、冰、冰水共存)显著改变地表能量分配。非冻结期地表蒸发旺盛,地表对大气的加热以潜热为主;非冻结期潜热占主导,冻结期感热占主导<sup>[4]</sup>。前冬湿度异常信号因而被“冻结记忆”并在融化期重新激活<sup>[5-6]</sup>。地表感热、潜热通量的变化则会引起周边大气的非绝热加热,进而引起大气环流的变化,春末青藏高原的感热加热可影响亚洲夏季风爆发的时间、地点和强度、南亚高压和西太平洋副热带高压等大气环流系统,进而影响中国上空的大气环流与夏季降水<sup>[7]</sup>,祁艳等<sup>[8]</sup>认为高原地表潜热通量与青海省东北部降水存在显著的相关关系,关键区相关系数可达0.8以上;卢萍等<sup>[9]</sup>利用数值模式敏感性试验证明了地表潜热通量和四川盆地降水有着密切的联系。王澄海和尚大成等表明<sup>[10-11]</sup>高原季节冻土的冻融周期通过影响夏季风的建立,进一步影响高原夏季降水。

近几十年来,气候变化背景下,冻土存在不同程度的退化<sup>[12-13]</sup>,多年冻土变化表现为部分地区退化为季节冻土、冻土面积缩小且活动层厚度变薄;而季节冻土也表现为最大冻土深度变小、冻融期缩短、冻结初始日期推后、冻结结束日期提前等特征<sup>[14]</sup>。青藏高原幅员辽阔、人烟稀少,观测资料稀缺,对于陆—气相互作用研究存在数据上的瓶颈,且在这种变化背景下,青藏高原高寒草甸季节冻土的水热过程值得更进一步的讨论和分析,这对高原冻土区农耕生产、基础设施稳定性及区域外天气气候研究都具有重要的科学价值。



注:基于标准地图服务系统下载的审图号GS(2024)0650号的标准地图制作,底图未做修改,下图同。

图1 研究区地理位置及海北野外站实景图

Fig. 1 Geographical location of study area and photograph of field observation station

## 2 结果及分析

### 2.1 土壤冻融过程阶段划分

选取海北地区2023—2024年一次完整冻融过程,对其土壤温度、含水量及感热通量、潜热通量进行分析,以期探讨季节冻土冻融过程的水热变化。

土壤冻融过程定义为4个阶段,分别为冻结过程、完全冻结、融化过程和完全融化阶段<sup>[15]</sup>。此次个

## 1 资料及方法

### 1.1 资料

地表感热通量( $W/m^2$ )、地表潜热通量( $W/m^2$ )、5/10/20/30/40 cm土壤温度( $^{\circ}C$ )、5—40 cm土壤含水量( $m^3/m^3$ )数据选用青海高寒生态气象野外试验基地—海北站。地表感热、潜热通量原输出频次为30 min,其余微气象要素为10 min,为便于分析,统一降尺度为日均值。季节冻土深度(cm)资料取自海晏国家气象站(站号:52853),时段覆盖2023年1月1日至2024年12月31日。

### 1.2 研究区概况

选取中国气象局青海高寒生态野外试验基地海北综合野外生态气象站(以下简称“海北野外站”)和邻近的海晏国家气象站相关资料进行计算和分析。海北综合野外生态气象站位于青海省东北部的海北州海晏县西海镇内,海拔3 133 m,地理位置如图1所示。研究区属于高原大陆性气候,具有显著的高寒干燥特征。年平均气温介于 $-2^{\circ}C \sim 1.4^{\circ}C$ ,无绝对无霜期,昼夜温差可达 $15^{\circ}C$ 以上。降水集中在夏季且以夜间降雨为主,年降水量约400 mm,冬季寒冷多风,夏季短暂凉爽。研究区冻土类型以季节冻土为主,植被生长发育状况较好,主要的植被类型为高寒草甸和高寒草原,主要植物种为矮生嵩草、藏嵩草、西北针茅、早熟禾、扁蓿豆、斜茎黄芪、二裂/多裂委陵菜和车前等。海北野外站始建于2012年,围栏面积900  $m^2$ 。其观测系统包括:梯度观测系统、涡动观测系统、能量平衡观测系统和土壤温湿度观测系统。

例中各冻融阶段的划分主要依据气象台站季节冻土深度日观测数据及5 cm土壤温度的日变化。日冻土深度划分依据为当5日滑动平均冻土深度大于0 cm,其滑动首日则为冻结开始时间;当5日滑动冻土深度等于0 cm时,其滑动首日为完全融化末日。5 cm土壤温度划分依据为分析在不考虑盐度对冻融过程的影响的情况下,当5 cm土壤温度日最大值小于 $0^{\circ}C$ 时为完全冻结阶段,当土壤日最小值大于 $0^{\circ}C$ 时为完全

融化阶段,当日最大值大于 $0^{\circ}\text{C}$ ,且最小值小于 $0^{\circ}\text{C}$ ,完全冻结之前为冻结过程,当日最大值大于 $0^{\circ}\text{C}$ ,且最小值小于 $0^{\circ}\text{C}$ 完全融化之前为融化过程。

在此采用两种划分依据相结合的原因是能够更加全面分析整个冻融过程。如仅用季节冻土深度时,就无法区分冻结过程和融化过程的首末时间节点;仅利用土壤温度时,由于采用的是5 cm土壤温度,仅能得知5 cm的冻结状态,但实际上,土壤表层已出现冻土,冻融过程已经开始,例如仅用土壤温度判断时,海北站冻结过程仅有1 d,为11月7日,也有其他作者在分析过程中出现仅有1 d的冻结过程现象<sup>[16]</sup>,从冻土深度也可以看出,10月13日就已出现1 cm冻土,数据显示在11月7日冻土深度为7 cm,与土壤温度出现 $0^{\circ}\text{C}$ 以下相吻合。因此为准确判断冻融各过程,采用冻土深度观测和5 cm土壤温度共同判定,即:冻结过程为当5日滑动平均冻土深度大于0 cm首日至5 cm土壤温度最大值大于 $0^{\circ}\text{C}$ ,且最小值小于 $0^{\circ}\text{C}$ 的末日;完全冻结为5 cm土壤温度日最大值小于 $0^{\circ}\text{C}$ 首日至末日;融化过程为当5日滑动平均冻土深度大于0 cm首日至5 cm土壤温度最大值大于 $0^{\circ}\text{C}$ 初日至末日;完全融化为土壤日最小值大于 $0^{\circ}\text{C}$ 首日至当5日滑动冻土深度等于0 cm首日。

根据以上划分依据,选取海晏国家站2023—2024年季节冻土日数据、海北野外站5 cm土壤温度数据,对一次完整冻融过程进行划分,具体日期如表1所示:2023—2024年冻融期为198 d,其冻结过程起止日期为10月13日—11月7日,历时26 d;完全冻

结起止日期为11月8日—次年3月20日,历时134 d;融化过程起止日期为3月21日—4月4日,历时15 d;完全融化为4月5日—4月27日,历时23 d。此次冻融过程最大冻土深度为116 cm。

表1 海北站2023—2024年季节冻土冻融过程时间  
Table 1 Timeline of seasonal frozen soil freeze-thaw process at Haibei Station (2023—2024)

状态	起止日期	天数/d
冻结过程	10月13日—11月7日	26
完全冻结	11月8日—3月20日(次年)	134
融化过程	3月21日—4月4日	15
完全融化	4月5日—4月27日	23

图2给出了2023—2024年整个冻融过程的冻土深度变化示意图。从10月13日开始冻结到次年3月20日完全冻结,持续时间较长,从开始冻结到最大冻结深度历时145 d,是气温和土壤温度较低共同导致的结果,即“冰冻三尺,非一日之寒”。整个过程冻结深度都是逐渐增加的状态,冻结过程是由地表向下单向冻结;融化过程从3月21日开始,由于地温逐渐升高,融化层出现在4月1日,以地表以下30 cm为中心(图2B红色线所示),分别向上向下同时融化,即融化过程呈双向进行,且在融化过程中出现多层冻结的状态,4月11日,表层冻土融化,但深层仍然存在约40 cm冻土;4月20日深层冻土全部融化,但由于寒潮等天气,导致气温及地表温度下降到 $0^{\circ}$ 以下,因此地表又监测到冻土出现,直至4月27日,冻土完全融化,整个冻融过程结束,从融化开始到冻土完全消失历时38 d,融化显著快于冻结。

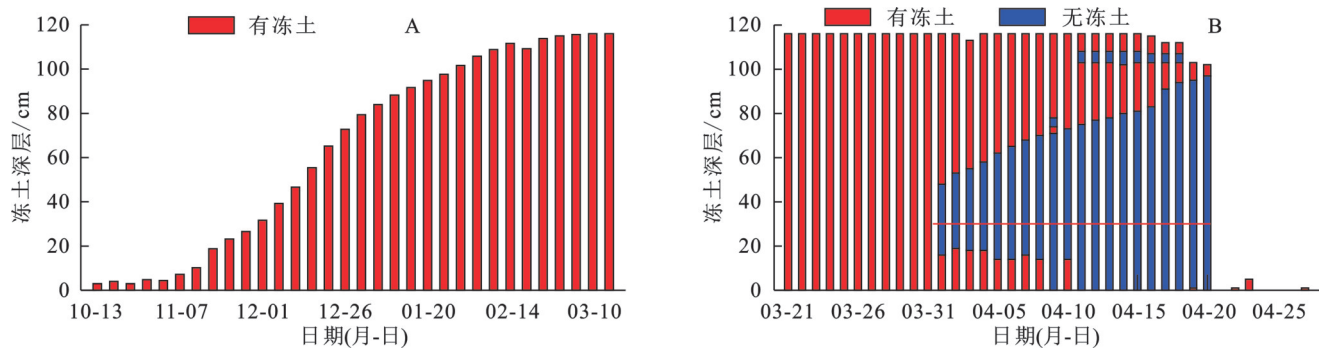


图2 季节冻土深度变化

Fig. 2 Variation in seasonal frozen-soil depth

## 2.2 不同冻融阶段土壤水热变化

土壤温湿度动态是陆面过程的核心特征,对地表水热交换具有决定性作用。深入解析土壤温湿度演变规律是揭示陆面系统内在机制的关键环节。土壤温度波动直接调控冻融循环过程,而冻融过程中水分的相态转换(如液态水与固态冰的共存)又会产生显著的反向热效应,形成复杂的温—湿耦合反馈

机制。这种多相态水热交互作用使得土壤冻融过程成为陆面能量平衡研究的重要切入点<sup>[17]</sup>。根据划分结果,分别对冻结过程、完全冻结、融化过程、完全融化4个阶段的土壤温度进行分析,讨论不同冻融阶段5 cm,10 cm,20 cm,30 cm,40 cm土壤温度的变化情况(图3)。不同阶段地表温度均表现为越浅层土壤温度变化幅度越大,越深层的地表温度越稳定。冻结过程5

层土壤温度均表现为下降状态,表层土壤(5 cm)的温度变化最为显著,从初始的约4℃降至接近0℃。随着深度的增加,温度变化幅度逐渐减小,40 cm深度的土壤温度变化最小,从约8℃降至约4℃。完全冻结阶段土壤温度呈现出“V”型分布状态,各层土壤最低温度出现在1月26日,前期为下降阶段,后期为上升阶段,上升阶段各层的土壤温度较为接近。5 cm土壤温度最低,为-10.5℃,40 cm土壤温度最高,约为-6℃。融化过程阶段各层土壤温度总体表现为一致的上升趋势,但浅层(5 cm和10 cm)的变化幅度较大,且分别在3月31日出现下降、4月3日上升的波动变化状态,这与气温的变化密切相关,浅层土壤(0—10 cm)与大气的相互作用最为直接。深层的(20,30 cm和40 cm)土壤温度的上升幅度较小且较平稳,尤其是30 cm和40 cm的土壤温度变化非常接近。完全融化阶段土壤温度均已在0℃以上,土壤温

度的改变通常是由于外界热源(如太阳辐射、大气温度变化等)的作用,当太阳辐射增强或大气温度升高时,热量会逐渐传递到土壤表层并进一步向土壤内部传导,使土壤温度升高,这个过程相对较为直接,热量传递的物理机制(如传导、对流、辐射)决定了土壤温度会先发生变化;土壤融化主要是指土壤中的冰晶、冻结的水分等在温度升高到一定程度后转变为液态水的过程,即使土壤温度已经开始上升,但由于融化需要消耗一定的热量,土壤中的冰晶等物质不会立即融化。即土壤的融化过程具有一定的滞后性。土壤温度梯度揭示了热量传导的路径特征:在冻结初期至完全冻结阶段,表层土温低于深层,热量呈现由深向浅的传递模式;而春季地表受热后,表层土温率先回升,热量传导方向随之转为由浅层向深层扩散。这种季节性热流方向的转变体现了冻融循环中土壤热力学过程的非对称性。

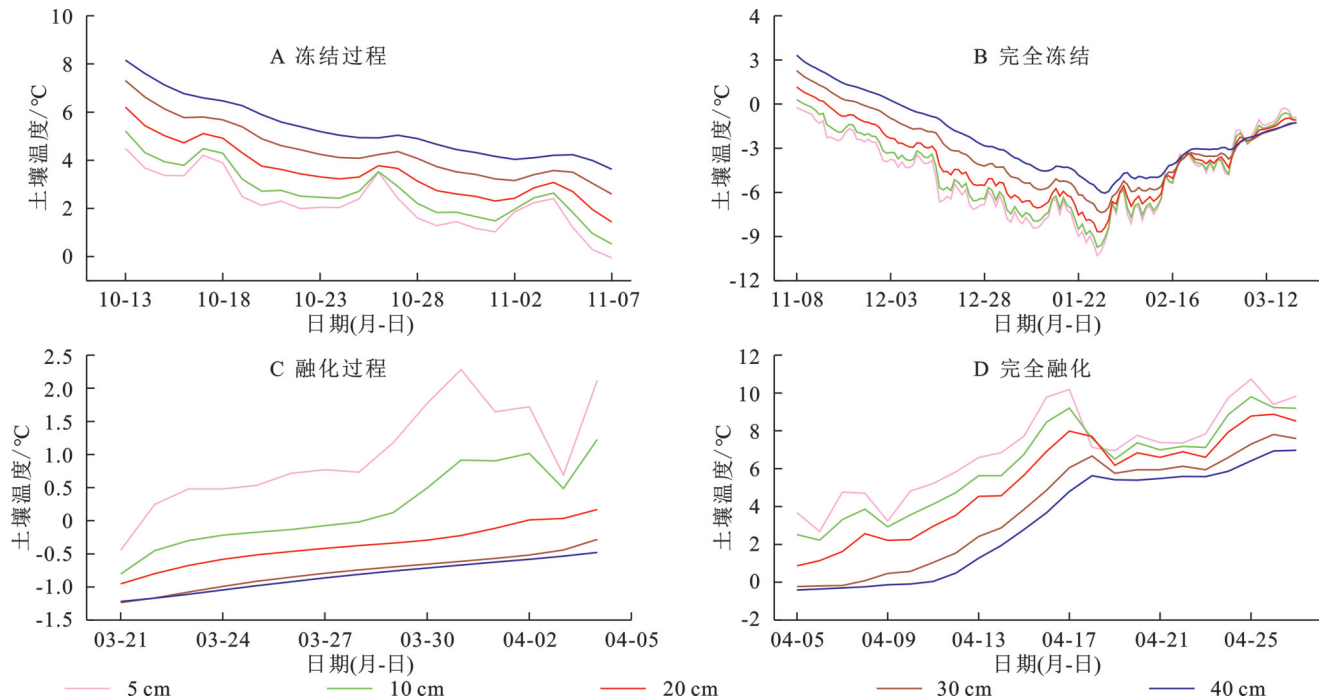


图3 冻融期各阶段土壤温度变化特征

Fig. 3 Characteristics of soil temperature changes during various stages of freeze-thaw period

青藏高原冻融循环能够显著调控土壤水热动态:冻结阶段通过抑制水分迁移增强土壤持水能力,而土壤含水量变化又通过相变潜热效应反作用于冻融进程及热传导格局,形成双向耦合机制<sup>[18-19]</sup>。图4给出了冻融期各阶段5层土壤体积含水量变化特征。与土壤温度类似,在冻结过程阶段,浅层(0—10 cm)土壤含水量变化最为剧烈,与大气的相互作用最为直接,5 cm土壤含水量从0.25 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>降到0.17 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>左右;截至11月7日30 cm土壤含水量最高;在完全冻结阶段,各层土壤含水量呈先下降后上升的“U”型

分布,约在1月26日跌至最低,与土壤温度变化保持一致,即当土壤温度升高,土壤湿度也会随之增加,但与土壤温度相比,土壤湿度的变化较为平缓;前期各层土壤含水量值差距较大,后期各层土壤含水量值趋于一致;另外该阶段也是4个阶段中土壤含水量变化最为剧烈的一个阶段,最高值和最低值差距在0.12 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>以上。在土壤的冻结过程中,随着土壤温度降低至0℃以下,土壤液态水会逐渐冻结成冰;当土壤温度在0℃左右波动时,反复的冻融循环会使土壤水分发生剧烈的相变。冻结初期,未冻水含量会

急剧下降;温度继续降低后,水分变化趋于平缓。解冻阶段,当温度回升至 $0^{\circ}\text{C}$ 以上,未冻水含量又会逐步回升<sup>[20]</sup>。融化过程及完全融化阶段各层土壤含水量变化差异明显:各层均表现为先升高再降低的趋势,但各层达到最大值的时间略有差异,其中5 cm, 10 cm和20 cm土壤含水量在4月4日达到最大,且该日期为融化过程和完全融化的分界点;30 cm土壤含水量在4月9日达到最大,亦是融化过程和完全融化阶段各层土壤含水量中的最大值,达到 $0.24\text{ m}^3/\text{m}^3$ 。

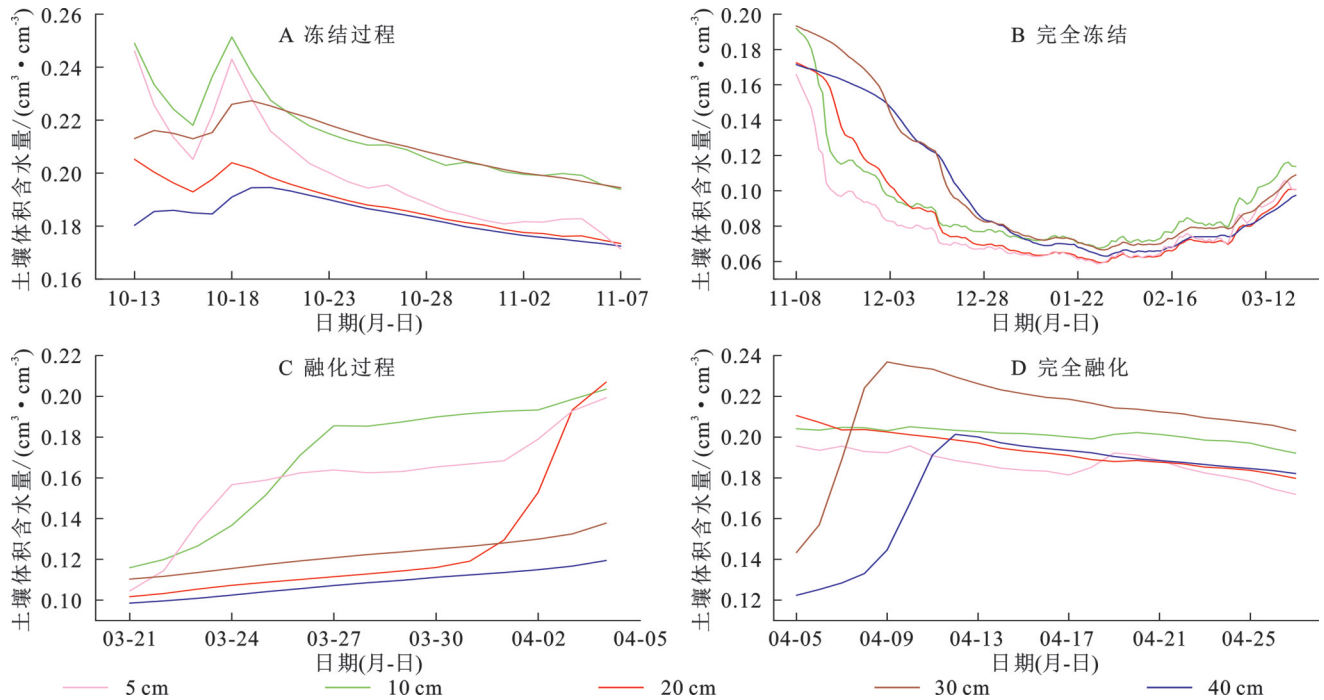


图4 冻融期各阶段土壤体积含水量变化特征

Fig. 4 Characteristics of variations in soil volumetric water content at various stages during freeze-thaw period

### 2.3 不同冻融阶段感热通量、潜热通量变化

冻融循环驱动土壤水分在未冻水与冰水之间反复转换,相变潜热的释放与吸收直接调控地表感热与潜热的分配<sup>[22-23]</sup>。秋季至初冬,土壤尚未冻结时,尽管含水量偏高,但因土壤温度较低,地表潜热通量显著下降,量级与感热通量接近,表明两者变化受土壤温度控制。进入冻结阶段后,随土壤温度持续降低和未冻水含量锐减,感热与潜热同步衰减至整个冻融周期的最低值。上述结果充分说明,高原土壤冻融过程中的温、湿动态是影响地表能量通量变化的关键因素。

图5为4个阶段地表感热、潜热通量变化情况,从整个冻融过程来看,地表感热通量值大于地表潜热通量;感热通量在融化过程和完全冻结过程及完全融化阶段较大,在冻结过程较小。潜热通量在完全融化阶段变化明显,土壤中水分充足,水分频繁相变使潜热通量变化幅度明显大于其他阶段。受土壤中较小的土壤湿度限制,在完全冻结阶段潜热通量及变幅最小。且在4个阶段中,仅在完全融化阶段地

结合图2B,这是由于此时土壤双向融化,中间层的土壤水分状态为未冻水,但上层和下层仍处于冻结状态,因此30 cm处的土壤水分达到最大值状态;40 cm土壤含水量在4月12日达到最大。在土壤冻融交替阶段,白天表层解冻时液态水含量上升,湿度增大导致蒸发耗热显著;夜间重新冻结后液态水减少,湿度降低使蒸发潜热减弱。进入持续冻结期后,土壤水分以固态为主,液态水含量降至最低,蒸发作用大幅减弱,此时土壤水分相变主要受太阳辐射驱动<sup>[21]</sup>。

表感热通量和地表潜热通量的变化情况较为一致,且地表潜热通量变化最为剧烈。其中可能的原因是完全融化期,海北地区草地牧草开始返青、土壤含水充沛;在强太阳辐射与低反照率共同作用下,地表吸收净辐射显著增强,水分通过土面蒸发与植被蒸腾大量进入大气,导致潜热通量骤增且波动剧烈。

为进一步分析不同阶段地表感热、潜热通量的日变化状态,图6给出各阶段地表感热通量、地表潜热通量日变化特征。从最大值上来看,地表感热通量大于地表潜热通量。地表感热通量和地表潜热通量最大值均出现在14:00,均表现为白天升高夜间降低,主要是因为夜间土壤温度较低,土壤湿度较小,感热通量和潜热通量在20:00至次日08:00约为 $0\text{ W}/\text{m}^2$ 。受太阳辐射的影响,其主要变化在白天。

地表感热通量在各阶段差异不明显,通过比较14:00时的最大值,完全融化阶段的地表感热通量值最大,约为 $200\text{ W}/\text{m}^2$ ,尔后依次是融化过程及完全冻结、冻结过程地表感热通量值最小,约为 $160\text{ W}/\text{m}^2$ 。与地

表感热通量相比,地表潜热通量各阶段的差异较大,通过比较最大值发现地表潜热通量值完全融化>冻结过程>融化过程>完全冻结;完全融化阶段最大

值可达 130 W/m<sup>2</sup>,而在完全冻结阶段由于水分的相变发生较少,因而地表潜热通量值较低,其最大值也仅为 30 W/m<sup>2</sup>左右,与完全融化阶段最大值相差 90 W/m<sup>2</sup>。

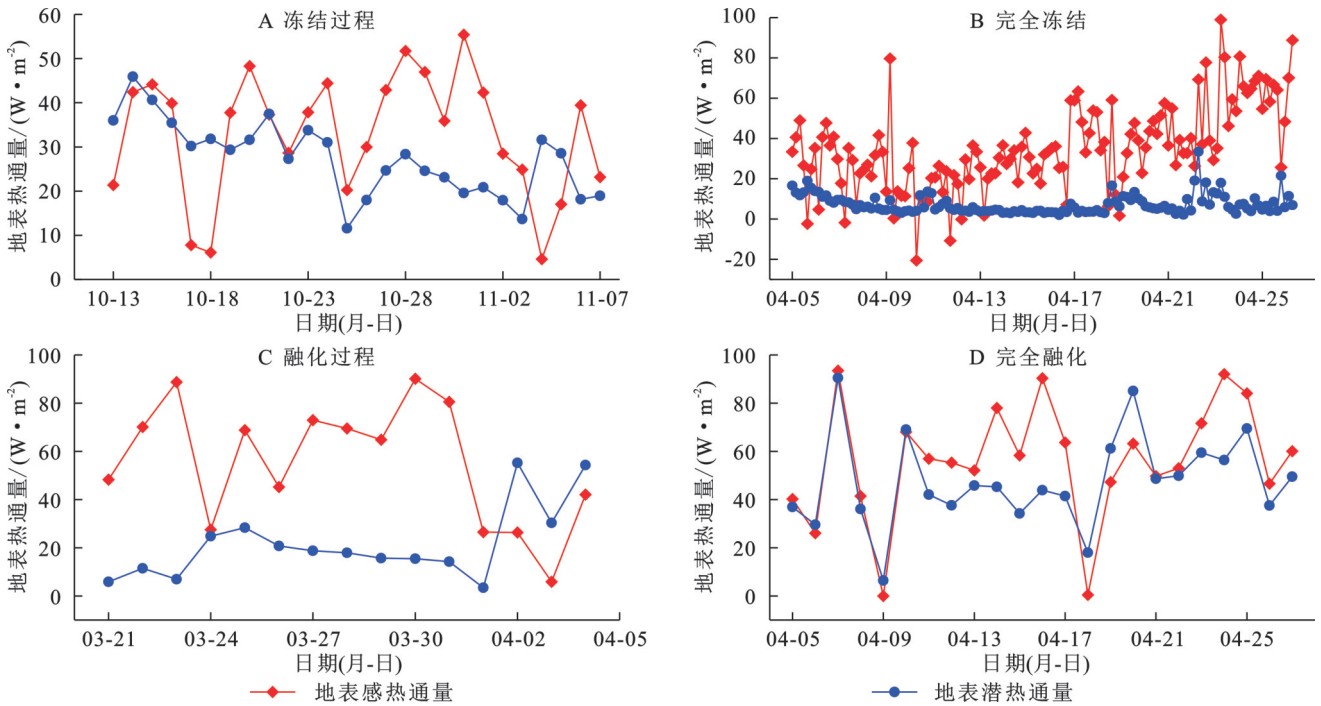


图 5 冻融期各阶段地表感热通量、地表潜热通量变化特征  
Fig. 5 Characteristics of variations in surface sensible heat flux and latent heat flux at various stages during freeze-thaw period

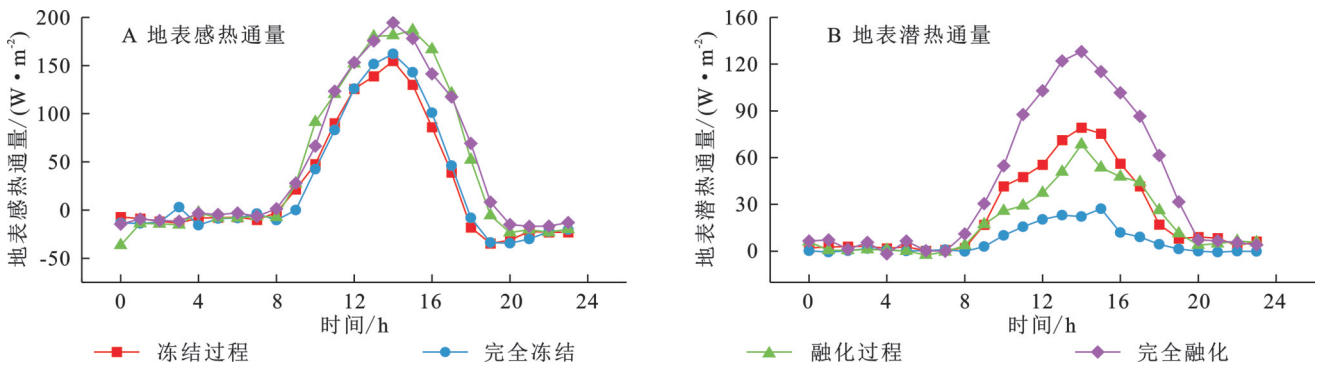


图 6 各阶段地表感热通量、地表潜热通量日变化特征  
Fig. 6 Characteristics of daily variation in surface sensible heat flux and latent heat flux at various stages

### 2.4 不同冻融阶段能量闭合率分析

能量闭合率定义为(潜热通量+感热通量)/(净辐射-土壤热通量)。根据能量守恒,近地层可获能量应等于可分配能量。能量闭合对于模式构建以及众多应用性研究具有重要意义。然而,研究发现,近地表能量往往无法实现闭合,其不闭合率大约在 10%~30% 之间,这主要受到仪器精度、土壤热通量的计算方法以及时空尺度等因素的影响<sup>[24]</sup>。

图 7 给出冻结—完全冻结、融化—完全融化量闭合状况,其中横坐标为感热通量(H)与潜热通量(LE)之和,纵坐标为净辐射(R<sub>N</sub>)与经过计算的地表土壤热通量(G)之差,回归直线的斜率代表了能量闭

合状况。在土壤冻结—完全冻结阶段,能量闭合率要优于融化—完全融化阶段。一方面由于冻结—完全冻结时段持续时间较长,样本容量足够大,而在融化—完全融化阶段,由于土壤水分剧烈变化,导致地表潜热通量和土壤热通量计算精度受到影响,而在冻结—完全冻结阶段,潜热通量相对稳定;从统计角度来讲,融化—完全融化阶段的样本数量较少,对计算能量闭合率也造成一定影响。另外有研究认为<sup>[25]</sup>地表积雪对能量闭合状况也会造成一定的影响,积雪存在时,其融化、升华吸热及内部储热会降低能量闭合率。海北站 2023—2024 年积雪季降水偏多,地表积雪覆盖范围较大,从而影响了能量闭合状况。

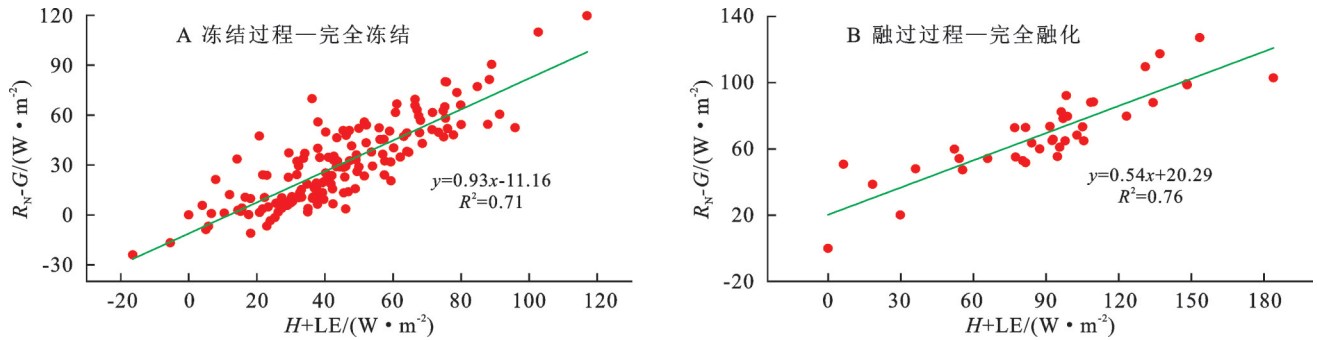


图7 地表能量闭合状况

Fig. 7 Surface energy balance closure

### 3 结论

(1) 选取2023—2024年季节冻土的完整冻融周期,采用最大冻土深度5日滑动平均及5 cm土壤温度作为判据,将其分为冻结过程、完全冻结、融化过程和完全融化4个阶段。总周期历时198 d,最大冻土深度116 cm。整个冻融过程表现为单向冻结、双向融化,且融化显著快于冻结。

(2) 浅层土壤温度与大气作用最直接,变化幅度最大,深层土壤温度变化幅度较小,整体呈现先减小后增大的“V”型分布,土壤温度在1月26日降至最低;各层土壤含水量在不同阶段差异较大,但整体呈现先减小后增大的“U”型分布。

(3) 从整个冻融过程来看,地表感热通量值大于地表潜热通量;感热通量在融化过程和完全冻结过程及完全融化阶段较大,在冻结过程较小。地表潜热通量在完全融化阶段变化最为剧烈;通过对比不同阶段地表感热、潜热通量的日变化状态,地表感热通量在各阶段差异不明显,地表潜热通量各阶段的差异较大,通过比较最大值发现地表潜热通量值完全融化>冻结过程>融化过程>完全冻结。能量闭合率在土壤冻结—完全冻结阶段要优于融化—完全融化阶段。

季节冻土融化速率显著高于冻结速率,且融化—完全融化阶段水热变化剧烈,该时段开展农事活动、工程及基础设施建设时应重点监测土壤水分骤升、温度梯度剧变及承载力骤降等情况,及时防范地基软化、边坡滑塌、渠道渗漏与作物根层渍害风险。

#### 参考文献(References):

- [1] Bayard D, Stähli M, Parriaux A, et al. The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland [J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 309(1/4): 66-84.
- [2] 王澄海, 师锐. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析[J]. *冰川冻土*, 2007, 29(1): 73-81.

Wang C H, Shi R. Simulation of the land surface processes in the western Tibetan Plateau in summer[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(1): 73-81.

- [3] 王澄海, 尚大成. 藏北高原土壤温、湿度变化在高原干湿季转换中的作用[J]. *高原气象*, 2007, 26(4): 677-685.

Wang C H, Shang D C. Effect of the variation of the soil temperature and moisture in the transition from dry-season to wet-season over northern Tibet Plateau [J]. *Plateau Meteorology*, 2007, 26(4): 677-685.

- [4] 王树舟, 马耀明, 吴文玉. 基于 Noah-MP 陆面模式的青藏高原地表感热和潜热通量分布及变化特征[J]. *高原气象*, 2023, 42(1): 25-34.

Wang S Z, Ma Y M, Wu W Y. Characteristics of distributions and changes of surface sensible and latent heat fluxes on the Qinghai-Xizang Plateau based on the Noah-MP land surface model [J]. *Plateau Meteorology*, 2023, 42(1): 25-34.

- [5] 王澄海, 杨凯, 张飞民, 等. 青藏高原土壤冻融过程的气候效应: 进展和展望[J]. *高原气象*, 2021, 40(6): 1318-1336.

Wang C H, Yang K, Zhang F M, et al. Climate effects of soil freeze-thaw process over Qinghai-Xizang Plateau: progress and perspectives [J]. *Plateau Meteorology*, 2021, 40(6): 1318-1336.

- [6] 李若麟, 保鸿燕, 李课臣, 等. 全球土壤湿度的记忆性及其气候效应[J]. *冰川冻土*, 2016, 38(6): 1470-1481.

Li R L, Bao H Y, Li K C, et al. The memory and climate effects of global soil moisture [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(6): 1470-1481.

- [7] 张盈盈, 李忠贤, 刘伯奇. 春季青藏高原表面感热加热的年际变化特征及其对印度夏季风爆发时间的影响[J]. *大气科学*, 2015, 39(6): 1059-1072.

Zhang Y Y, Li Z X, Liu B Q. Interannual variability of surface sensible heating over the Tibetan Plateau in boreal spring and its influence on the onset time of the Indian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2015, 39(6): 1059-1072.

- [8] 祁艳, 颜玉倩, 李金海, 等. 青藏高原5—10月地表潜热通量与青海同期降水之间的关系[J]. *干旱区研究*, 2019, 36(3): 529-536.

- Qi Y, Yan Y Q, Li J H, et al. Relationship between surface latent heat flux over the Qinghai-Tibetan Plateau and precipitation in Qinghai from May to October [J]. *Arid Zone Research*, 2019, 36(3):529-536.
- [9] 卢萍, 宇如聪. 地表潜热通量对四川地区降水影响的数值分析[J]. *高原山地气象研究*, 2008, 28(3):1-7.
- Lu P, Yu R C. Numerical analysis on the impacts of surface latent heat flux transport on Sichuan rainfall process [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research*, 2008, 28(3):1-7.
- [10] 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究[J]. *地球物理学报*, 2003, 46(3):309-316.
- Wang C H, Dong W J, Wei Z G. Study on relationship between the frozen-thaw process in Qinghai-Xizang Plateau and circulation in East-Asia [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2003, 46(3):309-316.
- [11] 尚大成, 王澄海. 高原地表过程中冻融过程在东亚夏季风中的作用[J]. *干旱气象*, 2006, 24(3):19-22.
- Shang D C, Wang C H. The effect of the frozen-thaw process in Tibetan Plateau on summer monsoon over eastern Asia [J]. *Arid Meteorology*, 2006, 24(3):19-22.(已核对, 此条文献无误)
- [12] 黄荣辉, 周德刚. 气候变化对黄河径流以及源区生态和冻土环境的影响[J]. *自然杂志*, 2012, 34(1):1-9.
- Huang R H, Zhou D G. The impact of climate change on the runoff of the Yellow River and ecosystem and frozen soil in its source area [J]. *Chinese Journal of Nature*, 2012, 34(1):1-9.
- [13] 孟宪红, 陈昊, 李照国, 等. 三江源区气候变化及其环境影响研究综述[J]. *高原气象*, 2020, 39(6):1133-1143.
- Meng X H, Chen H, Li Z G, et al. Review of climate change and its environmental influence on the Three-River Regions [J]. *Plateau Meteorology*, 2020, 39(6):1133-1143.
- [14] 颜玉倩, 祁栋林, 沈晓燕, 等. 三江源地区季节冻土时空格局及影响因子[J]. *生态学报*, 2022, 42(14):5603-5615.
- Yan Y Q, Qi D L, Shen X Y, et al. Spatio-temporal pattern and influencing factors of seasonal frozen soil in the Three Rivers Source Region [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2022, 42(14):5603-5615.
- [15] 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 [J]. *Hydrological Processes*, 2011, 25(16):2531-2541.
- [16] 张海宏, 肖宏斌, 祁栋林, 等. 青藏高原湿地土壤冻结、融化期间的陆面过程特征[J]. *气象学报*, 2017, 75(3):481-491.
- Zhang H H, Xiao H B, Qi D L, et al. Features of land surface process over wetland at Tibetan Plateau during soil freezing and thawing periods [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2017, 75(3):481-491.
- [17] 杨健, 马耀明. 青藏高原典型下垫面的土壤温湿特征[J]. *冰川冻土*, 2012, 34(4):813-820.
- Yang J, Ma Y M. Soil temperature and moisture features of typical underlying surface in the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(4):813-820.
- [18] 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.
- Dai L C, Ke X, Zhang F W, et al. Characteristics of hydro-thermal coupling during soil freezing-thawing process in seasonally frozen soil regions on the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2020, 42(2):390-398.
- [19] 杨梅学, 姚檀栋, 何元庆. 青藏高原土壤水热分布特征及冻融过程在季节转换中的作用[J]. *山地学报*, 2002, 20(5):553-558.
- Yang M X, Yao T D, He Y Q. The role of soil moisture-energy distribution and melting-freezing processes on seasonal shift in Tibetan Plateau [J]. *Journal of Mountain Science* 2002, 20(5):553-558.
- [20] Yang K, Wang C H, Li S Y. Improved simulation of frozen-thawing process in Land Surface Model(CLM4.5) [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(23):238-258.
- [21] 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.
- Zhang G, Lai X, Liu K. Characteristics of surface water and heat exchange during soil freezing and thawing of Maqu Station in the source area of the Yellow River [J]. *Plateau Meteorology*, 2023, 42(3):575-589.
- [22] Ochsner T E, Baker J M. In situ monitoring of soil thermal properties and heat flux during freezing and thawing [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2008, 72(4):1025-1032.
- [23] Cui Y, Wang C H. Comparison of sensible and latent heat fluxes during the transition season over the western Tibetan Plateau from reanalysis datasets [J]. *Progress in Natural Science*, 2009, 19(6):719-726.
- [24] Stannard D I, Blanford J H, Kustas W P, et al. Interpretation of surface flux measurements in heterogeneous terrain during the monsoon's 90 experiment [J]. *Water Resources Research*, 1994, 30(5):1227-1239.
- [25] Yao J M, Zhao L, Ding Y J, et al. The surface energy budget and evapotranspiration in the Tanggula region on the Tibetan Plateau [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2008, 52(3):326-340.