

# 藏北高寒草地土壤冻融循环过程及水热分布特征

范继辉, 鲁旭阳, 王小丹\*

(中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 山地表生过程与生态调控重点实验室, 四川 成都 610041)

**摘 要:** 利用活动层土壤剖面的温度、水分观测资料, 系统研究了藏北高寒草地多年冻土活动层土壤的冻融过程及其水热分布特征。研究表明: 1. 土壤剖面温度随气温发生周期性波动, 具有明显的滞后效应, 且随深度增加变幅减小; 2. 土壤剖面完全冻结天数为 109 ~ 123 d, 日冻融循环主要发生在表层(0 ~ 10 cm)土层中, 冻融过程可分为不稳定冻结期、完全冻结期、不稳定消融期、和消融期 4 个阶段; 3. 受冻融作用影响, 土壤含水量呈现“凹”型变化, 变化趋势与土壤温度有较好的一致性; 4. 冻融作用有利于维持藏北高寒草地土壤水分, 在季节转换, 生态系统碳、氮循环中具有重要作用。

**关键词:** 藏北高寒草地; 冻融循环; 水热特征; 土壤水方动态

**中图分类号:** S153, S152

**文献标志码:** A

土壤冻融循环(freeze-thaw circles)是指由热量的季节或昼夜变化, 在表土及以下一定深度形成的反复冻结-解冻的土壤过程<sup>[1]</sup>, 这一现象在高纬度和高海拔地区普遍存在。冻融循环作为冻土环境的重要组成部分, 是地-气热交换的主要过程<sup>[2-4]</sup>, 也是影响寒区生态环境的最活跃因素<sup>[3, 5-8]</sup>。土壤水热条件变化不仅改变土壤持水性, 影响植被生存环境, 而且还导致地表及活动层中能量平衡与水分分配, 最终反馈于气候变化<sup>[9-10]</sup>。

青藏高原是世界上中低纬度面积最大的高海拔冻土区<sup>[4, 11]</sup>, 是我国气候变化的驱动力与放大器<sup>[12-13]</sup>, 其能量和水分循环对亚洲季风系统的形成和演化具有十分重要的作用<sup>[14]</sup>。近年来由于生态系统退化, 青藏高原土壤物理过程、水文循环、热量过程变化剧烈。藏北地区是高寒冻土分布最集中的地带, 受干旱化和荒漠化威胁, 地表覆被及水分分布发生变化, 影响冻融格局<sup>[15-18]</sup>。已有监测<sup>[19-21]</sup>表明, 冻土活动层水热状况对地表特征, 特别是植被状

况响应明显<sup>[22]</sup>。随着气候变化加剧, 高寒地区的冻融过程将变得更为频繁和复杂, 本研究利用取得的 2010—2011 年藏北高寒草原土壤剖面温度、湿度观测数据, 结合气象资料, 分析该区域土壤冻融过程及水热分布动态, 从而为理解包括冻融在内的生态系统过程对气候变化的响应和反馈提供支持。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

以中国科学院申扎高寒草地与湿地生态系统观测试验站(30°57'N, 88°42'E, 海拔 4 675 m)气象场为研究区。申扎站位于西藏中部, 地处高原腹地, 属南羌塘高原大湖盆密集区<sup>[23]</sup>, 行政上隶属西藏申扎县, 是典型的多年冻土区; 气候为高原亚寒带半干旱季风型气候<sup>[24]</sup>, 空气稀薄, 寒冷干燥, 无霜期短, 多年平均气温、降雨量、蒸发量、年日照时数和霜期持续天数分别为: 0.4℃, 298.6 mm, 2 181.1 mm,

收稿日期(Received date): 2013-12-11; 改回日期(Accepted): 2014-05-05。

基金项目(Foundation item): 国家自然科学基金(41001018); 水利部公益性行业专项(201301037); 中科院成都山地所青年百人项目。[National Natural Science Foundation of China(41001018), Ministry of Water Resources special funds for scientific research, One hundred young Persons Project of inde (SDSQB-201002) causes(201301037).]

作者简介(Biography): 范继辉(1980-), 汉族, 河南开封人, 博士、副研究员、主要从事工程水文学、生态水文学研究。[Fan Jihui(1980-), born in Henan Ph.D., Associate professor, majoring in engineering hydrology and ecohydrology.] E-mail: jhfan@imde.ac.cn

\* 通信作者(Author for correspondence): wxd@imde.ac.cn

2 915.5 h, 279.1 d, 冬季多大风, 年平均风速为 3.8 m/s, 8 级以上大风达 104.3 d。生态环境原生性强, 原始性状保存良好, 高寒草原类型完整、典型, 优势种为紫花针茅 (*Stipa purpurea* Griseb) 和苔草 (*Carex tibetica* Franch), 伴生种为火绒草 (*Leontopodium alpinum*)<sup>[25]</sup>。在全球变化和人类活动的双重影响下, 研究区草地退化严重<sup>[26]</sup>, 2005 年重度和中度退化草地面积达到  $16.06 \times 10^4 \text{ hm}^2$  和  $21.95 \times 10^4 \text{ hm}^2$ , 比 2000 年增加了近一倍。

## 1.2 定位观测与数据采集

2010 年 5 月在实验区建立土壤剖面 (深度 1 m) 观测系统, 用于观测藏北高寒草地多年冻土活动层土壤温、湿度, 自动记录 30 min 数据平均值。

气象观测: 利用小型自动气象站 (WatchDog - 2000), 根据国家二级气象站的观测标准测定大气温度、相对湿度、风速、风向、降水、蒸发、地温等气象因子。

土壤温度、湿度测定: 土壤温、湿度进行同步观测, 系统由 6 个铂金探头 (美国 Onset 公司 HOBOS - TMB - M006 土壤温度传感器, 适用范围  $-40^\circ\text{C} \sim 100^\circ\text{C}$ , 分辨精度为  $\pm 0.03^\circ\text{C}$ ), 6 个时域反射仪 (TDR) 探头 (美国 Onset 公司 HOBO S - SMC - M005 土壤水分传感器, 量程  $0 \sim 100\%$ , 精度  $8 \text{ ds/m}$  内  $\pm 3\%$ , 分辨率 0.07, 操作环境  $-40^\circ\text{C} \sim 50^\circ\text{C}$ ), 和数据采集器 (15 通道 HOB0H21 - 001) 组成, 探头埋设深度分别为 10 cm, 20 cm, 40 cm, 60 cm, 80 cm 和 100 cm。本研究中 TDR 所测土壤水分指土壤中未冻水的体积含水量, 不包括固态冰。

## 1.3 分析方法

用地温来反映土壤热状况, 其中土壤的热量状况用等温线最大侵入深度来表示, 用冻结深度积分 (等温线图上表示为  $0^\circ\text{C}$  等温线包围的面积) 来反映土壤的冻结时间和深度。用不同深度的土壤未冻水含量来反映土壤水分状况。

一般认为, 当土壤日最高温  $T_{\max} < 0^\circ\text{C}$  时, 表示土壤完全冻结 (不考虑盐分等对土壤冻结点的影响); 当土壤日最低温  $T_{\min} > 0^\circ\text{C}$  时, 则表示土壤没有发生冻结; 而当  $T_{\max} > 0^\circ\text{C}$  且  $T_{\min} < 0^\circ\text{C}$  时, 即存在日冻融循环 (即土壤夜间冻结, 白天消融)<sup>[27]</sup>。

# 2 结果与分析

## 2.1 土壤温度变化特征

土壤温度是决定土壤冻融状况的主要因素, 其变化与气温紧密相关, 在温度梯度作用下, 土壤温度随着太阳辐射变化而出现季节波动和日变化。

### 2.1.1 土壤温度季节变化

土壤温度在季节上呈近似正弦曲线式的周期性变化, 浅层土壤温度与太阳辐射的年际变化一致 (图 1), 表层土壤温度最大值出现在 8 月 ( $10.48^\circ\text{C}$ ), 此时气温也最高 ( $14.83^\circ\text{C}$ ), 土壤温度最低为 1 月。3 月中旬和 9 月下旬两个时期各土层土壤温度与气温基本一致, 这就在 3 月、9 月形成了两个涵盖春分、秋分的土壤温度过渡期 (气温向土壤温度靠拢), 即太阳辐射发生转折的时期。3 月中旬前和 9 月下旬后, 土壤温度随深度增加而降低。

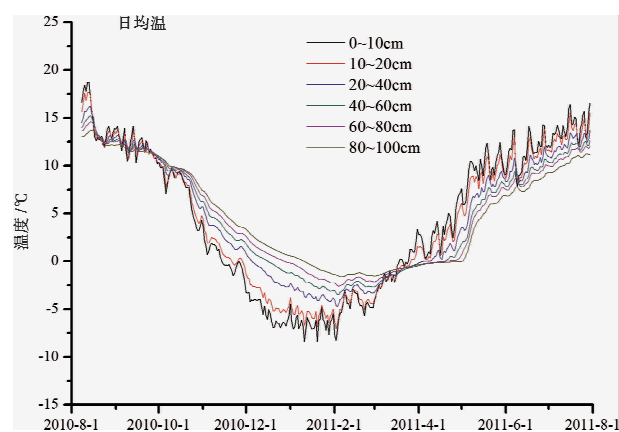


图 1 观测期土壤剖面不同深度温度变化

Fig. 1 The soil temperature change of different layer of soil profile

气温变幅大于各层土壤温度变幅, 表层土壤受外界气温影响变化剧烈, 各层土壤温度变幅随着深度增加而减小, 但 60 ~ 80 cm 深度土层在非冻融期由于上层和下层土壤的双重作用, 该层土壤温度总变幅略大于上层土壤 (表 1)。

### 2.1.2 土壤温度的日变化

由冻结期 4 个典型日的土壤剖面温度变化曲线 (图 2) 可知, 冻结期不同时段土壤温度有以下日变化特点: 1. 日变化过程中, 近地表处的土壤温度在日出后开始上升, 略滞后于太阳辐射, 在 13:00 ~ 15:00 达到最高 (图 2A); 2. 地表温度日较差最大, 随土层深度增加变幅减小, 直至一定深度日较差为 0。图 2B 显示了初冻期 0 ~ 10 cm、10 ~ 20 cm、20 ~ 40 cm 土层温度日较差分别为  $5.1^\circ\text{C}$ 、 $2.1^\circ\text{C}$ 、 $0.31^\circ\text{C}$ , 而 40 cm 以下深度土层温度的日较差仅为  $0.10^\circ\text{C}$ ; 3. 稳定冻结期土壤温度日变化规律与初冻期相似, 但变幅较小且和缓; 4. 稳定冻结中期 (图

2C)土壤温度日变幅小于稳定冻结后期(图2D),这主要是因为冻结后期气温开始回升,日平均温度达到 $-5^{\circ}\text{C}$ ,外界气温的变化直接影响土壤温度日变幅,气温越低,日变幅越小。

2.1.3 土壤温度垂直分布变化

由图3可以看出,冻结过程中地表温度日变幅

最大,随着深度增加温度变幅降低,土壤温度发生变化的深度范围呈现“浅-深-浅”模式,初冻期(图3A)温度变化深度在 $0\sim 20\text{ cm}$ 左右,稳定冻结期(图3B)深度达到 $70\text{ cm}$ 左右,稳定冻结后期(图3C)气温回升,上层土壤温度变化加剧,下层土壤温度相对稳定,温度变化土壤深度在 $40\text{ cm}$ 左右。

表1 土壤剖面温度变幅情况  
Table1 Temperature fluctuation of soil profile

日期	变幅	气温/ $^{\circ}\text{C}$	0~10 cm	10~20 cm	20~40 cm	40~60 cm	60~80 cm	80~100 cm
冻融期(11月—翌年4月)	总变幅	33.0	23.2	16.0	10.8	9.9	9.5	9.1
	日均变幅	12.0	4.7	2.0	0.3	0.1	0.1	0.1
非冻融期(5—10月)	总变幅	29.0	23.6	17.4	13.7	14.0	14.3	13.8
	日均变幅	9.4	7.3	3.5	0.7	0.3	0.2	0.1

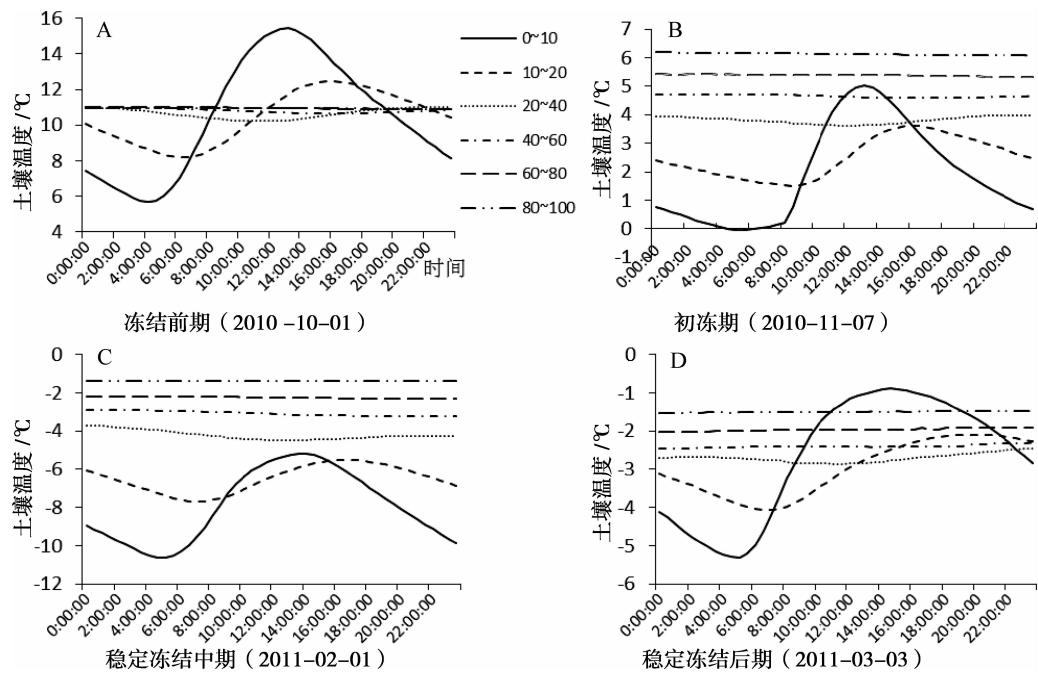


图2 冻融循环不同阶段土壤剖面温度日变化

Fig.2 The daily change of soil profile temperature in different periods of freeze-thaw cycle

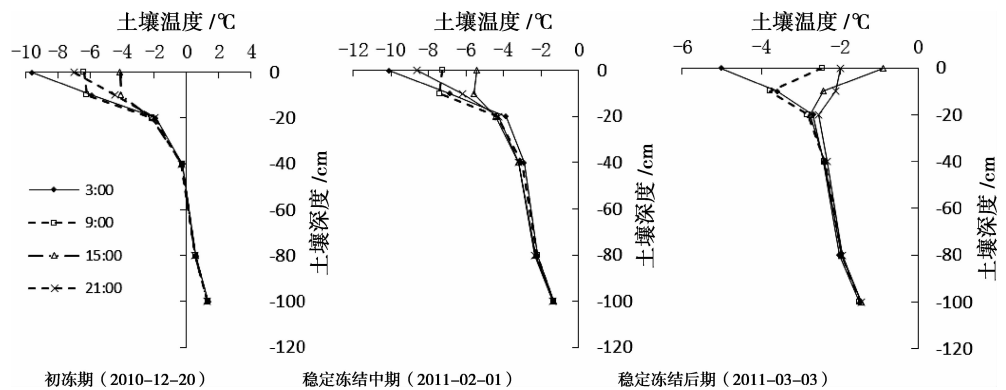


图3 冻结不同时段土壤温度的垂直日变化

Fig.3 The daily verticalchange of soil temperature in different periods of freeze-thaw

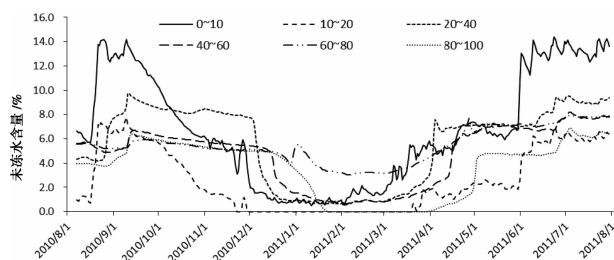


图4 土壤剖面不同深度土壤含水量

Fig. 4 The soil moisture content in different layer of soil profile

## 2.2 土壤水分变化特征

研究区不同深度土层土壤体积含水量(图4)显示,不同时段土壤水分变化具有以下特点:1. 雨季,土壤含水量受降水影响明显,随降水的增加而升高,且随土层深度增加变幅减小;2. 旱季,降水少、蒸发强,浅层土壤含水量迅速降低,下层变化不明显,此时20~40 cm深度土层土壤含水量最高(8%);3. 冻结初期,各层土壤逐渐开始冻结,土壤含水量迅速降低,整个冻结期,60~80 cm土层由于受上层和下层土壤的双重作用,土壤含水量为剖面中最高(3%);4. 消融初期,随气温升高,浅层土壤含水量逐渐升高,并在5月初达到一个相对稳定值。

从整个冻融过程来看,剖面各层土壤含水量都经历了逐渐减少-最低点-含量逐渐增加的过程,曲线呈现“凹”形状,且随着土层深度增加而有所滞后。

## 2.3 土壤冻融循环过程

### 2.3.1 冻融阶段划分

从实验区冻融过程中土壤剖面等温线可见(图5),冬春季藏北高寒草地土壤外部环境变化剧烈,导致活动层土壤冻结的位置、厚度相对于地表也不断变化。根据冻融不同时期土壤所体现的特点,可将冻融过程划分为4个阶段,见表2。

### 2.3.2 不同土层冻融过程持续时间

分析不同深度土壤温度状况及相应的日数(表3),可知藏北高寒草原表层土壤冻结的日数为109~123 d。冻结时间最长的土壤深度为40~60 cm,达123 d;冻融日循环主要发生在土壤深度0~20 cm,地表0~10 cm土层日循环达到50 d,10~20 cm土层日循环仍有19 d,20 cm以下,冻融日循环十分微弱。

## 3 讨论

### 3.1 冻融过程对土壤含水量的影响

冻融作用在活动层中形成季节性的冻结滞水,重新分配包气带中水分<sup>[28]</sup>。藏北高寒草原土壤剖面不同土层含水量日较差(图6A)显示,未冻结前,土壤含水量变化主要受降水控制,在2010年8月和2011年6月出现2个峰值。不稳定冻结期,虽降水很少,但由于土壤水的相变和土层间水分运动,0~30 cm土壤未冻水含量波动较大,土壤水分日较差出现小的峰值。以2010-11-07为例,由于土壤温度在0℃交替(0~10 cm土壤温度从0时的0.67℃降低到5时的-0.16℃),土壤水分发生相变,影响

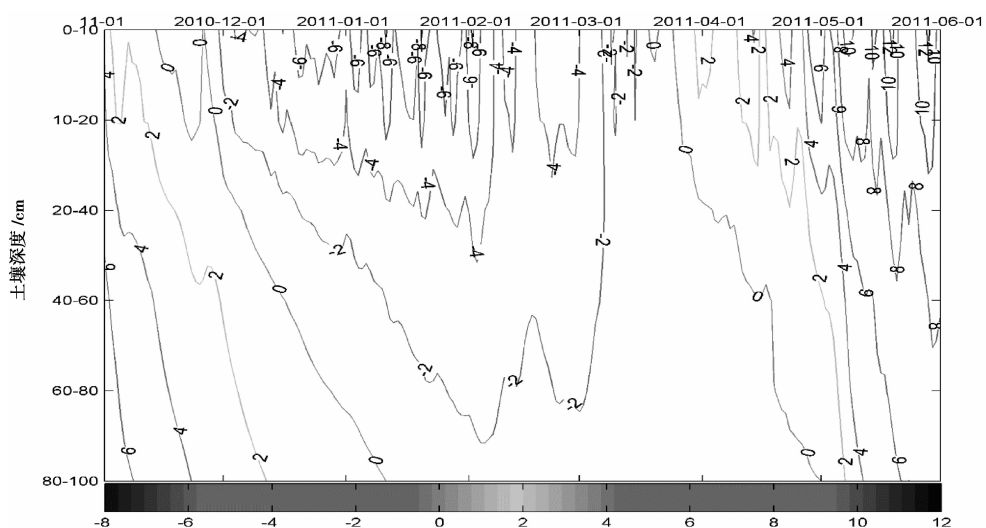


图5 多年冻土活动层冻融过程中土壤温度变化

Fig. 5 The soil temperature change in active layer soil in permafrost

表 2 藏北高寒草地冻融阶段划分

Table 2 Alpine grassland in northern Tebit freezing and thawing stage division

冻融阶段	时间	主要特征
不稳定冻结期	11 月 2 日—27 日	土壤昼融夜冻; 冻层多位于浅层, 厚度薄、冻结强度低
完全冻结期	11 月 28 日至翌年 3 月 6 日	气温下降、负积温增加, 冻结深度快速而稳定增加; 土壤冻层内含冰量显著增加, 未冻水含量减少; 最高温度为负温
不稳定消融期	3 月 7 日—21 日	气温回升, 夜间温度虽为负温, 但日平均温度 $>0^{\circ}\text{C}$ ; 表层土壤再次经历昼融夜冻; 深层土壤冻结锋面仍向下发展, 直至最大冻结深度
消融阶段	3 月 22 日—5 月 27 日	气温继续回升, 土壤融化深度增加; 蒸发作用使消融层土壤含水率逐渐降低

表 3 2010—2011 年不同深度土壤温度状况及相应日数

Table 2 The duration (days) of the soil frozen in various depths

深度/cm	$T < 0^{\circ}\text{C}$	$T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$	$T_{\min} > 0^{\circ}\text{C}$	$T_{\max} > 0^{\circ}\text{C}$ 和 $T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$
0 ~ 10	128	110	198	50
10 ~ 20	122	118	221	19
20 ~ 40	119	119	232	7
40 ~ 60	123	123	233	2
60 ~ 80	112	112	244	2
80 ~ 100	111	109	246	3

注: 表中  $T_{\max}$  为日最高温度,  $T_{\min}$  为日最低温度,  $T$  为日平均温度; 第 2 ~ 5 列位对应的日数

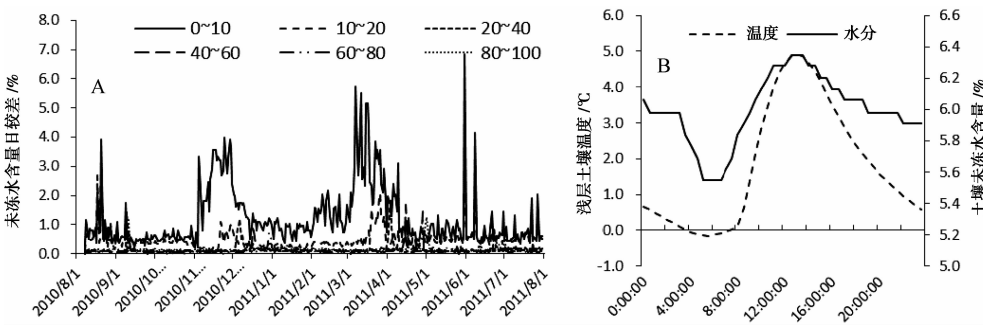


图 6 藏北高寒草地水分日较差变化

Fig. 6 The day difference of soil temperature and water

水分运移, 日较差出现小的峰值, 土壤未冻结水含量从 6.06 下降至 5.55% (图 6B)。在稳定冻结期, 各层土壤含水量小范围内波动。Perfect 等的试验也表明在完全冻结的土壤中, 只要存在温度梯度, 就有水分的迁移<sup>[29]</sup>。进入消融期, 随土壤温度升高, 土壤自上而下逐渐解冻, 固态水转为液态水, 表层土壤未冻水含量迅速增加。

冻融过程有利于维持土壤水分, 表现为增加土壤蓄水和抑制土壤蒸发两方面。冻结期, 在温度梯度作用下, 浅层地下水向上层土壤转移, 形成冰晶体, 随着累积负气温增加, 冻结土壤水分接近饱和状态, 土壤蓄水增加; 同时由于土壤水分垂向运动被冻

结, 冻结期蒸发以冻结层表面蒸发为主, 消融期, 土壤吸收的热量首先满足解冻耗能, 然后才用于水分蒸发, 蒸发以解冻层的水分蒸发为主, 抑制土壤蒸发。因此, 冻结过程有利于土壤维持其水分, 这与杨梅学等在青藏高原<sup>[4]</sup>、刘帅等在蒙古高原<sup>[1]</sup>的研究结果相一致。藏北土壤在解冻过程中还可形成冻层上壤中流, 在完全消融后增加土壤蒸发, 这些都改变了土壤水分的运行规律, 杨梅学的研究也表明与冻融过程相联系的特殊的土壤水分分布在青藏高原季节转换中可能扮演着一个重要角色<sup>[4]</sup>。

3.2 冻融作用对高寒草地生态系统的影响

高寒草地生态系统与冻土环境密切相关, 冻土

的高含冰量和低低温条件可为高寒草地的发育提供基础<sup>[30]</sup>。冻融期是藏北地区降水最少的季节<sup>[31]</sup>,而消融期(3月中旬到5月中旬)又处于牧草的返青阶段,牧草对水分需求增加,此时土壤水热条件对于牧草返青起着至关重要的推动或抑制作用,土壤水分散失越快,则不利牧草提前返青,反之则有利牧草提前返青。李林等<sup>[32]</sup>人的研究也表明牧草生长发育的前期注意受土壤水分条件的限制。张厚泉<sup>[33]</sup>认为冻融期土壤水分迁移一方面增加土壤含水量,利于植被生长,同时可能造成土壤次生盐渍化。土壤冻结可将秋季降水封冻在土壤中,减少土壤蒸发,在消融期,秋季降水将成为土壤底墒的重要补给来源,因此秋季降水量也将影响藏北地区牧草返青期。

冻融作用对高寒草地生态系统碳、氮循环具有重要的生态学意义<sup>[34-35]</sup>。大量野外原位观测表明,土壤冻融交替过程将增大 CO<sub>2</sub> 的排放通量<sup>[36-37]</sup>。野外<sup>[38]</sup>和室内培养实验<sup>[39]</sup>都证实, N<sub>2</sub>O 释放量在很大程度上受控于土壤冻融与干湿交替,冻融作用可导致 N<sub>2</sub>O 释放量的增加。土壤冻融作用造成部分植物根系的死亡,其腐烂、降解会促进土壤碳、氮循环,从而释放出更多的温室气体, Fitzhugh 等研究证实,冻融期大量细根的死亡是导致土壤中碳、氮等含量升高的主要原因<sup>[40]</sup>。土壤含水量与土壤温度是影响和调控土壤有机矿化的重要因子<sup>[41]</sup>,土壤冻融对有机质矿化作用的影响主要表现为土壤有机氮、碳矿化作用的增强,但随着冻融循环次数增加,土壤矿化增量逐渐减小<sup>[42]</sup>。

## 4 结论

土壤冻融作用导致土壤水分的频繁相变,从而改变土壤的热状况、结构和性质,影响土壤与大气间的能量平衡和水循环。本研究表明藏北高寒草原土壤温度具有以日和年为周期的波动特点,其变化随深度增加呈现指数规律衰减,随着土层深度增加,外界气温对土壤温度影响越弱,且存在滞后现象。全年冻融循环过程可分为不稳定冻结期、稳定冻结期、不稳定消融期和消融期 4 个阶段,冻融日循环主要发生在表层 0~10 cm。土壤含水率在一年中经历了含量逐渐减少-最低点-含量逐渐增加的过程,曲线呈现“凹”形状,在秋到冬(不稳定冻结期)和由冬到春(不稳定消融期)的季节转换过程中,0~20 cm 土层的土壤含水量变化剧烈,与地温有较好的一

致性,0~10 cm 深度土壤含水量高于其他土层,随着深度的增加,土壤含水量季节波动性变小,冻结过程有利于其保持土壤水分。当然,土壤温度和土壤含水量受地理位置、地形、土壤和气候变化的影响,时空变异性很大,本实验由于受时间和观测点的条件限制,其结果还存在一定局限性,要全面反映藏北高寒草原土壤冻融过程和土壤含水量分布以及水分运移规律还需要长期多年连续深入的观测。

## 参考文献(References)

- [1] Liu Shuai, Yu Guirui, Qian Zhaosun, et al. The thawing-freezing processes and soil moisture distribution of the steppe in central Mongolian Plateau[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2009, 46(1): 46-51 [刘帅, 于贵瑞, 钱沼顺, 等. 蒙古高原中部草地土壤冻融过程及土壤含水量分布[J]. *土壤学报*, 2009, 46(1): 46-51]
- [2] Wang Chenghai, Shi Shuai. Simulation of the land surface processes in the western Tibetan Plateau in summer[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(1): 73-81 [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]
- [3] Li Shuxun, Nan Zhuotong, Zhaolin. Impact of soil freezing and thawing process on thermal exchange between atmosphere and ground surface[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, 24(5): 506-511 [李述训, 南卓铜, 赵林. 冻融作用对地气系统能量交换的影响分析[J]. *冰川冻土*, 2002, 24(5): 506-511]
- [4] Yang Meixue, Yao Tandong, He Yuanqing. The role of soil moisture-energy distribution and melting-freezing processes on seasonal shift in Tibetan Plateau[J]. *Mountain Research*, 2002, 20(5): 553-558 [杨梅学, 姚檀栋, 何元庆. 青藏高原土壤水热空间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]
- [5] Nelson F E, Lachenbruch A H, Woo M, et al. Permafrost and changing climate[G]//Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost. Guangzhou: South China University of Technology Press, 1993.
- [6] T. Zhang, K. Stamnes. Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow, Alaska[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1998, 9(3): 229-246
- [7] Li Shuxun, Nan Zhuotong, Zhao Lin. Impact of freezing and thawing on energy exchange between the system and environment[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, 24(2): 109-115 [李述训, 南卓铜, 赵林. 冻融作用对系统与环境间能量交换的影响[J]. *冰川冻土*, 2002, 24(2): 109-115]
- [8] Lin Zhao, Guodong Cheng, Shuxun Li, et al. Thawing and freezing processes of active layer in Wudaoliang region of Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(23): 2181-2187
- [9] Li Shuxun, Cheng Guodong. Problem of heat and moisture transfer in freezing and thawing soils[M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995. [李述训, 程国栋. 冻融土中的水热输运问题[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1995.]

- [10] Sun Sufeng. The physical, biochemical mechanism and parameterized model of the land surface process[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2005. [孙淑芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型[M]. 北京: 气象出版社, 2005.]
- [11] Zhou Youwu, Guo Dongxin, Qiu Guoqing, et al. Geocryological in China[M]. Beijing: Science Press, 2000. [周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土[M]. 北京: 科学出版社, 2000.]
- [12] Pan Baotian, Li Jijun. Qinghai-tibetan plateau: a driver and amplifier of the global climatic change[J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences, 1996, 32(1): 108–115 [潘保田, 李吉均. 青藏高原——全球气候变化的驱动力与放大器[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 1996, 32(1): 108–115]
- [13] Feng Song, Shang MaoCang, Wang Dong – Mei. The new evidence on the hypothesis that Qinghai – Tibet Plateau is the Promoter Region of climate change [J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(6): 633–636 [冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据[J]. 科学通报, 1998, 43(6): 633–636]
- [14] Zhao Yong, Qian Yongfu. Relationships Between the Surface Thermal Anomalies in the Tibetan Plateau and the Rainfall in the Jianghuai Area in Summer[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2007, 31(1): 145–154 [赵勇, 钱永甫. 青藏高原地表热异常与我国江淮地区夏季降水的关系[J]. 大气科学, 2007, 31(1): 145–154]
- [15] Genxu Wang, Yibo Wang, Yuanshou Li, et al. Influences of alpine ecosystem responses to climatic change on soil properties on the Qinghai – Tibet Plateau, China[J]. Catena, 2007, 70(3): 506–514
- [16] Liu xingyuan, Long Ruijun. Mechanism and scheme of ecological compensation for alpine rangeland in the northern Tibet, China [J]. Acta Ecologica Sinica, 2013, (11): 3404–3414 [刘兴元, 龙瑞军. 藏北高寒草地生态补偿机制与方案[J]. 生态学报, 2013, (11): 3404–3414]
- [17] Dai Rui, Liu zhihong, Lou Mengyuan, et al. Spatial-temporal patterns of grassland degradation in naqu of northern tibet. Acta Agrestia Sinica[J]. 2013, (1): 41–45 + 103 [戴睿, 刘志红, 娄梦筠, 等. 藏北那曲地区草地退化时空特征分析[J]. 草地学报, 2013, (1): 41–45 + 103]
- [18] Gao Qingzhu, Duan Minjie, Wan Yunfan, et. al. Comprehensive evaluation of eco-environmental sensitivity in Northern Tibet[J]. Acta Ecologica Sinica, 2010, (15): 4129–4137 [高清竹, 段敏杰, 万运帆, 等. 藏北地区生态与环境敏感性评价[J]. 生态学报, 2010, (15): 4129–4137]
- [19] Chen Hao, Nan Zhuotong, Wang Shugong, et al. Simulating the water-heat processes on typical sites in the mountainous areas of the upper reaches of the heihe river[J]. Journal of Glaciology and Geocrylogy, 2013, 35(1): 126–137 [陈浩, 南卓铜, 王书功, 等. 黑河上游山区典型站的水热过程模拟研究[J]. 冰川冻土, 2013, 35(1): 126–137]
- [20] Liu Yang, Zhao Lin, Li Ren. Simulation of the soil water-thermal features within the active layer in tanggula region, Tibetan Plateau, by Using SHAW Model[J]. Journal of Glaciology and Geocrylogy, 2013, 35(2): 280–290 [刘杨, 赵林, 李韧. 基于 SHAW 模型的青藏高原唐古拉地区活动层土壤水热特征模拟[J]. 冰川冻土, 2013, 35(2): 280–290]
- [21] Yue Guangyang, Zhao Lin, Zhao Yong hua et al. Relationship between soil properties in permafrost active layer and surface vegetation in Xidatan on the Qinghai – Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocrylogy, 2013, 35(3): 565–573 [岳广阳, 赵林, 赵拥华, 等. 青藏高原西大滩多年冻土活动层土壤性状与地表植被的关系[J]. 冰川冻土, 2013, 35(3): 565–573]
- [22] Mauro Guglielmin, Cynan J. Ellis Evans, Nicoletta Cannone. Active layer thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas: A case study at signy island ( Maritime Antarctica ) [J]. Geoderma, 2008, 144(1–2): 73–85
- [23] Wan Wei, Xiao Pengfeng, Feng Xuezhi, et al. Remote sensing analysis for changes of lakes in the southeast of Qiangtang area, Qinghai – Tibet Plateau in recent 30 years[J]. Journal of Lake Science, 2010, 22(6): 874–881 [万玮, 肖鹏峰, 冯学智, 等. 近 30 年来青藏高原羌塘地区东南部湖泊变化遥感分析[J]. 湖泊科学, 2010, 22(6): 874–881]
- [24] Xu Yao, He Zhengwei, Chen Tao. Remote sensing analysis on vegetation degradation in shen zha county of northern tibet [J]. Guizhou Agricultural Sciences, 2012, (4): 76–78 [徐瑶, 何政伟, 陈涛. 藏北申扎县植被退化的遥感分析[J]. 贵州农业科学, 2012, (4): 76–78]
- [25] Fan Jihui, Cao Yingzi, Yan Yan, et al. Freezing-thawing cycles effect on the water soluble organic carbon, nitrogen and microbial biomass of alpine grassland soil in Northern Tibet[J]. African Journal of Microbiology Research, 2012, 6(3): 562–567
- [26] Chen Tao, Yang Wunian, Xu Yao. Research on the dynamic change of the grassland degradation in shen zha county with rs and gis technology[J]. Journal of Southwest China Normal University: Natural Science Edition, 2011, (5): 134–139 [陈涛, 杨武年, 徐瑶. 基于 RS 和 GIS 的藏北地区草地退化动态监测与驱动力分析——以申扎县为例[J]. 西南师范大学学报: 自然科学版, 2011, (5): 134–139]
- [27] Yang Meixue, Yao Tandong, Hirosc Nozomu, et al. The daily freeze-thaw cycles in Tibet – Plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(16): 1974–1976 [杨梅雪, 姚檀栋, Hirosc Nozomu, 等. 青藏高原表层土壤日冻融循环[J]. 科学通报, 2006, 51(16): 1974–1976]
- [28] Na Pingshan, Li Hanxue, Zhang shengli, et al. Relativity between enrichment of seasonal frozen stagnant water and plant growth[J]. Science of Soil and Water Conservation, 2003, 1(2): 52–56 [那平山, 李寒雪, 张胜利, 等. 季节冻结滞水富水性与植物生长的相关性[J]. 中国水土保持科学, 2003, 1(2): 52–56]
- [29] Perfect E, Williams P J. Thermally induced water migration in frozen soils [J]. Cold Regions Science and Technology, 1980, 3(2): 101–109
- [30] Wang Jiaoyue, Song Changchun, Wang xianwei, et al. Progress in the study of effect of freeze-thaw processes on the organic carbon pool and microorganisms in soils[J]. Journal of Glaciology and Geocrylogy, 2011, 33(2): 442–452 [王娇月, 宋长春, 王宪伟, 等. 冻融作用对土壤有机碳库及微生物的影响研究进展[J].

- 冰川冻土, 2011, 33(2): 442–452]
- [31] Sheng Wenping, Gao Qingzhu, Li Yue, et al. Characteristic of climate change in Northern Tibet and its impact[J]. Plateau Meteorology, 2008, 27(3): 509–516 [盛文萍, 高庆竹, 李玉娥, 等. 藏北地区气候变化特征及其影响分析[J]. 高原气象, 2008, 27(3): 509–516]
- [32] Li Lin, Wang Zhenyu, Xu Weixin, et al. Response of growth of typical plateau meadow on Tibetan Plateau to climate change[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, 33(5): 1006–1012 [李林, 王振宇, 徐维新, 等. 青藏高原典型高寒草甸植被生长发育对气候和冻土环境变化的响应[J]. 冰川冻土, 2011, 33(5): 1006–1012]
- [33] Zhang Houquan. Numerical simulation of soil moisture and heat regimes during freezing-thawing period[D]. Taiyuan: Taiyuan University of Technology, 2009. [张厚泉. 季节性东容器土壤水热动态变化规律的数值模拟研究[D]. 太原: 太原理工大学, 2009.]
- [34] Chapin III F S, Chapin M C, Matson P A, et al. Principles of terrestrial ecosystem ecology[M]. Springer, 2011.
- [35] Wang Genxu, Cheng Guodong, Shen Yongping. Soil organic carbon pool of grasslands on the Tibetan Plateau and its global implication[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24(6): 693–700 [王根绪, 程国栋, 沈永平. 青藏高原草地土壤有机碳库及其全球意义[J]. 冰川冻土, 2002, 24(6): 693–700]
- [36] Kato T, Hirota M, Tang Y, et al. Strong temperature dependence and no moss photosynthesis in winter CO<sub>2</sub> flux for a Kobresia meadow on the Qinghai–Tibetan plateau[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2005, 37(10): 1966–1969
- [37] Goldberg S D, Borken W, Gebauer G. N<sub>2</sub>O emission in a Norway spruce forest due to soil frost: concentration and isotope profiles shed a new light on an old story[J]. Biogeochemistry, 2010, 97(1): 21–30
- [38] Wu X, Brüggemann N, Gasche R, et al. Environmental controls over soil-atmosphere exchange of N<sub>2</sub>O, NO, and CO<sub>2</sub> in a temperate Norway spruce forest[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2010, 24(2).
- [39] Bateman E J, Baggs E M. Contributions of nitrification and denitrification to N<sub>2</sub>O emissions from soils at different water-filled pore space[J]. Biology and Fertility of Soils, 2005, 41(6): 379–388
- [40] Fitzhugh R D, Driscoll C T, Groffman P M, et al. Effects of soil freezing disturbance on soil solution nitrogen, phosphorus, and carbon chemistry in a northern hardwood ecosystem[J]. Biogeochemistry, 2001, 56(2): 215–238
- [41] Bullock M S, Nelson S D, Kemper W D. Soil cohesion as affected by freezing, water content, time and tillage[J]. Soil Science Society of America Journal, 1988, 52(3): 770–776
- [42] Herrmann A, Witter E. Sources of C and N contributing to the flush in mineralization upon freeze-thaw cycles in soils[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2002, 34(10): 1495–1505

## The Freezing – Thawing Processes and Soil Moisture – Energy Distribution in Permafrost Active Layer, Northern Tibet

FAN Jihui, LU Xuyang, WANG Xiaodan

(Key Laboratory of Mountain Surface Processes and Ecological Regulation, Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China.)

**Abstract:** Based on the in-situ high-resolution observation soil moisture and temperature data obtained in the permafrost active layer soil profile in Xainza County, Northern Tibet, the processes of freezing-thawing and distribution characteristics of soil energy and moisture on season shift were discussed. The results show that: 1) the process of soil seasonally freezing-thawing strongly depended on the soil temperature, the soil temperature in active layer shows a cycle variation and lag with air temperature, and the variation range is decreased with the increase of soil depth. 2) There are 109 ~ 123 days that soil profile was completely frozen, the daily freezing-thawing cycle occurs mainly in surface soil layer (0 ~ 10 cm). According to the characteristics of different periods, the freezing-thawing cycle could be divided into 4 stages. 3) Affected by freezing-thawing cycle, the curve of unfrozen soil moisture shows “decreasing-at the lowest-increasing” shape, the trend matched with the change of soil temperature. 4) The processes of freezing-thawing could maintain soil moisture from restraining soil evaporation, which may play an important role in the seasonal shift, carbon and nitrogen cycle of alpine grassland ecosystem in Northern Tibet.

**Key words:** freezing-thawing cycle; alpine grassland; soil temperature; soil moisture dynamics