

三江源区不同退化程度高寒草甸表土层的土壤水分变化特征

黄倩¹, 丁明军^{1,2}, 陈利文¹, 谢坤¹

(1.江西师范大学地理与环境学院,南昌 330022;2.鄱阳湖湿地与流域研究教育部重点实验室,南昌 330022)

摘要: 土壤水分是影响青藏高原高寒草甸生态过程和生态承载能力关键因素之一,掌握其变化特征对于高寒地区生态保护和修复具有重要意义。基于 HOBO 土壤温湿度仪器监测数据,分析 2019 年 8 月至 2020 年 8 月三江源区不同退化程度(未退化(ND)、轻中度退化(LMD)、重度退化(HD))下高寒草甸表土层土壤 3 个层级 L1(0—5 cm)、L2(5—15 cm)、L3(15—30 cm)土壤水分变化特征。结果表明:(1)不同退化程度下土壤含水量季节差异明显。高值区主要分布在夏季,低值区分布在冬春季。不同退化程度下土壤表层含水量年内均值大小依次为 LMD($0.320\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)、ND($0.284\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)和 HD($0.211\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)。 (2)夏季降水事件结束后,土壤含水量 24 h 后开始明显减小,其中,L1 层变化幅度最大,L3 层变化幅度最小。 (3) ND 和 LMD 高寒草甸 0—5 cm 土层,HD 高寒草甸 5—15 cm 土层对应的是相对较高含水层,这是由于土壤含水量与土壤容重呈显著负相关,与 C/N、有机碳呈显著正相关。

关键词: 土壤水分; 不同退化程度; 高寒草甸; 表土层; 三江源区

中图分类号: S152.7 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-2242(2022)01-0189-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbxb.2022.01.025

Variations of Moisture in Surface Soil of Alpine Meadow with Different Degradation Degrees in the Three-River Source Region

HUANG Qian¹, DING Mingjun^{1,2}, CHEN Liwen¹, XIE Kun¹

(1.School of Geography and Environment, Jiangxi Normal University, Nanchang 330022;

2.Key Laboratory of Poyang Lake Wetland and Watershed Research, Ministry of Education, Nanchang 330022)

Abstract: Soil moisture is one of the key factors affecting the ecological processes and ecological carrying capacity of alpine meadows in the Qinghai-Tibet Plateau. Mastering its change characteristics is of great significance for ecological protection and restoration in alpine region. Based on the soil moisture data monitored by hobo soil temperature and humidity instrument (HOBO Data Loggers-Onset Corporation of USA), soil moisture change characteristics during August 2019 and August 2020 of three layers L1 (0—5 cm), L2 (5—15 cm) and L3 (15—30 cm) of alpine meadow topsoil under different degradation stage sites, which were non-degradation (ND), light to moderate degradation (LMD), highly degradation (HD), in the Three-River Source Region were analyzed. The results showed that: (1) There were significant seasonal variations in soil water content under different degradation stages. The high values mainly distributed in summer, while the low values distributed in winter and spring. The intra-annual mean values of topsoil water content under different degradation types followed the order of $LMD(0.320\text{ cm}^3/\text{cm}^3) > ND(0.284\text{ cm}^3/\text{cm}^3) > HD(0.211\text{ cm}^3/\text{cm}^3)$. (2) After continuous rainfall in summer, the soil water content began to decrease significantly after 24 hours. Among them, the change range of L1 layer was the largest and that of L3 layer was the smallest. (3) The soil depth of 0—5 cm in ND and LMD alpine meadows, and the 5—15 cm of HD alpine meadows corresponded to a higher water content layer, because that the soil water content was significantly negatively correlated to soil water content and soil capacity, and significantly positively correlated to C/N and organic carbon.

Keywords: soil moisture; different degradation degrees; alpine meadow; surface soil layer; Three-River Source Region

收稿日期:2021-07-05
资助项目:第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0603);中国科学院战略性先导科技专项(XDA20040201);国家自然科学基金项目(41671104)
第一作者:黄倩(1997—),女,硕士研究生,主要从事水土保持研究。E-mail:huangqian1997@126.com
通信作者:丁明军(1979—),男,博士,教授,主要从事土地利用/覆被变化研究。E-mail:dingmingjun1128@163.com

土壤水是连接大气和陆地生态系统的一个重要变量^[1],也是水文循环和水热平衡的重要组成部分^[2]。土壤水不仅可以影响到降水的形成^[3],还可以改变地表植被特性^[4],影响植被类型的分布^[5],在全球及区域生态系统格局和过程中起着十分重要的作用。青藏高原的生态环境变化一直备受关注,而高寒草甸作为该地区的主要生态系统类型,约占青藏高原草地的 47.05%^[6],在水源涵养方面发挥着关键作用^[7]。近几十年来,在气候变化及人类活动双重作用下^[8],青藏高原局部地区的高寒草甸正经历严重退化,退化面积达到 $4.25 \times 10^7 \text{ hm}^2$ ^[6],导致植被生物量、土壤理化性质等发生变化,影响到该区域的土壤持水能力^[9]。表土层被认为是高寒草甸土壤的一种特殊诊断表层,对土壤水分保持起着至关重要的作用^[10]。因此,研究不同退化程度高寒草甸表土层的土壤水分变化特征对于高寒地区生态保护和修复具有重要意义。

近年来,很多学者利用微波遥感数据反演土壤水分时空分布特征。Yang 等^[11]发现,青藏高原土壤水分的空间分布呈现东南部湿润、西北干旱的特征。袁源等^[12]指出,青藏高原土壤水分分布呈现由西北部向东南部逐渐增加的分布特点。刘强等^[13]认为,高原外围土壤相对较湿而中部相对较干。同时,亦有不少研究采用的是局部站点观测数据来揭示青藏高原土壤水分分布特征。

杨健等^[14]利用中国科学院纳木错站、珠峰站和藏东南站土壤温湿度的观测数据发现,不同站点土壤水的高含水层深度不一。Ma 等^[15]系统介绍并发布了青藏高原地区 6 个野外观测台站自建站土壤水热变化等长时间观测序列数据集。然而,被誉为“中华水塔”的三江源区观测站点较少,尤其是针对不同退化程度下高寒草甸土壤水分的变化认识仍然不足。

本研究基于三江源实地监测的土壤水分数据分析,不同退化程度下高寒草甸表土层土壤水分和降水事件后不同退化程度下的高寒草甸土壤含水量变化特征及其差异,以期高寒草甸生态系统的恢复治理提供参考。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区(图 1)位于青海省三江源区玛沁县境内,平均海拔 4 000 m 以上,属于典型的高原大陆性气候,冬季漫长夏季短暂。全年平均温度 $-3.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,年降水量 400~600 mm,每年 5—9 月是雨季,降雨量约占年降水量的 83%,最大降水量出现在 7—8 月。全年昼夜温差大,太阳辐射强度大,日照充足。植被类型以高寒草甸为主,主要优势种植物有嵩草(*Kobresia mgosuroides*)、珠芽蓼(*Polygonum viviparum*)等。高寒草甸表土层因根系的密集缠绕而形成 1 层草毡层,土壤有机质含量丰富。

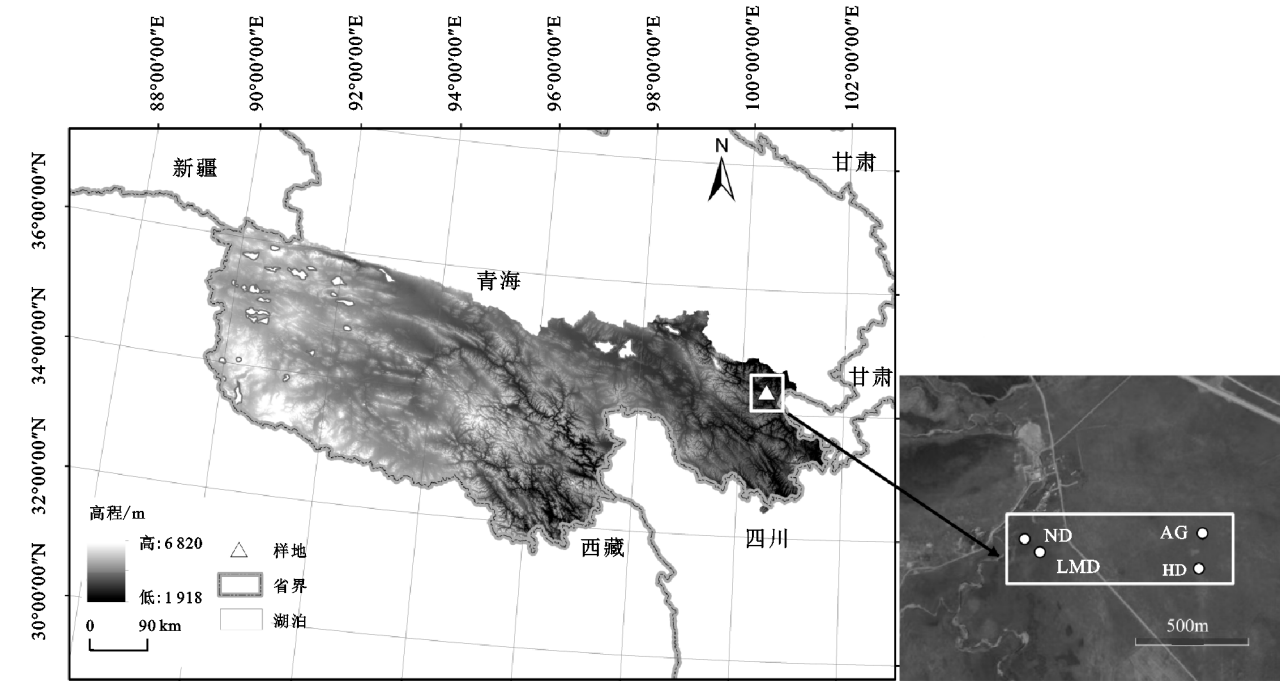


图 1 研究区观测样地

1.2 研究数据来源与预处理

1.2.1 数据来源 本研究选择具有典型高寒草甸类型的玛沁军牧场(100°29′39″—100°29′48″E, 34°20′42″—34°21′54″N)作为试验地,选取 4 个典型样地,其地理位置、植被和土壤理化性质见表 1。其中,1 个样地为人工

草地 AG(artificial grassland, AG),其他 3 个样地的自然植被按照退化程度分为无退化(non-degradation, ND)、轻中度退化(light to moderate degradation, LMD)和重度退化(highly degradation, HD)。研究中所使用的土壤湿度数据基于 HOBO 土壤温湿度监测系统获得,该仪

器能有效监测土壤湿度动态变化特征^[16]。具体设置为:将土壤水分探头分别水平插入 5,15,30 cm 不同深度土层中,数据采集时间间隔均为 1 h,监测时段为 2019 年 8 月至 2020 年 8 月。监测数据为土壤液态水的体积含水量,土壤未冻时期所测得的土壤含水

量数据为土壤总含水量,土壤冻结时期所测得的土壤含水量数据仅为未冻结水的含量,本文土壤含水量指的是未冻水的含量,而不包括冻结冰的固体含水量。研究中所使用的降水量数据来源于中国气象数据网(<http://data.cma.cn>)。

表 1 观测样地地理位置、植被和土壤理化性质

样地	总盖度/%	土层 深度/cm	容重/ (g·cm ⁻³)	土壤孔隙度/ %	粒径分级/%		
					黏粒	粉粒	砂粒
					0~0.002 mm	0.002~0.02 mm	0.02~2 mm
ND	98	0—5	0.51	4.07	4.28	44.28	51.45
		5—10	0.60	44.80	0.72	47.05	52.23
LMD	75	0—5	0.58	41.28	1.47	46.13	52.41
		5—10	0.57	46.66	1.25	41.39	57.37
HD	50	0—5	1.09	28.17	0.60	36.52	62.88
		5—10	1.03	26.72	5.86	31.15	62.99
AG	85	0—5	1.17	27.57	3.53	35.92	60.55
		5—10	1.24	25.61	0.74	27.14	72.12

1.2.2 土壤水分校正公式 为进一步提高数据准确性,减少土壤质地等因素而引起的误差,本研究按照 Schaap 等^[17]土壤水分进行校正公式计算,公式为:

$$\theta = \frac{\sqrt{\kappa_a}}{7.17 + 1.18 \rho_b} - \frac{0.819 + 0.168 \rho_b + 0.159 \rho_b^2}{7.17 + 1.18 \rho_b} \quad (1)$$

$$\kappa_a = \frac{1}{-1.11 \times 10^{-9} \times \text{Raw}^3 + 3.58 \times 10^{-6} \times \text{Raw}^2 - 3.96 \times 10^{-3} \times \text{Raw} + 1.53} \quad (2)$$

式中: θ 为土壤水分含量(cm^3/cm^3); κ_a 为土壤介电常数; ρ_b 为土壤容重(g/cm^3);Raw 为传感器记录的原始数据。

1.3 数据分析与统计方法

基于 SPSS 25.0 软件中的单因素方差分析(One way-ANOVA)方法^[18]分别对不同退化程度下的土壤含水量进行差异性统计分析。进一步选用最小显著性差异法(LSD),比较不同组的均值差异。

2 结果与分析

2.1 不同退化程度下的高寒草甸土壤水分变化特征及差异

不同退化程度下的高寒草甸表土层土壤体积含水量(下称土壤含水量)在年内的变化趋势具有一定的相似性(图 2),11—12 月,土壤含水量快速下降;1—3 月,土壤含水量处于低值波动变化;4—5 月,土壤含水量明显上升,其中,L2 和 L3 土层的 LMD 和 ND 土壤含水量开始上升时间略晚于 HD 和 AG;6—10 月,土壤含水量处于高值小波动变化。11 月,土壤开始发生冻结,土壤中水分的相态转化使得冻结水的含量增加,土壤含水量骤降;4 月,冻结水开始消融,转换为液态水使得土壤含水量大幅度上升。

基于最小显著性差异(LSD)分析也发现,土壤含

水量在季节间呈现显著差异,表现为夏秋季与春冬季 2 组间差异明显(图 3)。但随着土层深度的增加,土壤含水量年内变化振幅逐渐减小,且相位变化有一定的滞后特征。从年内均值来看,不同退化类型下表层土壤含水量差异较大,其中,LMD 最大($0.320 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$),其次是 ND($0.220 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$),HD 最小($0.211 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$)。

2.2 降水事件后不同退化程度下高寒草甸土壤含水量变化特征及其差异

2.2.1 不同降水强度下各深度土层土壤含水量变化特征 基于实时降水资料,选取 2020 年 7 月 6—11 日发生连续降雨的典型时段进行详细研究。该时段之前,除 7 月 3 日(日降水量达 4 mm)和 7 月 4 日(日降水量达 3 mm)发生过短时间、强度小的降水事件外,7 月 1—5 日内无强降水事件发生。

一次强降水事件过后,不同退化程度高寒草甸土壤含水量变化呈现相似之处,即土壤含水量均有所上升,并随着土层的加深,含水量变化幅度逐渐减小(图 4a~图 4c)。从不同退化程度来看(图 4d~图 4g),ND 的 L1、L2 和 L3 土层平均土壤含水量分别为 0.46, 0.34,0.33 cm^3/cm^3 ,LMD 的 L1、L2 和 L3 土层平均土壤含水量分别为 0.49,0.41,0.42 cm^3/cm^3 ,HD 的 L1、L2 和 L3 土层平均土壤含水量分别为 0.26,0.36, 0.27 cm^3/cm^3 。由此得出,ND 和 LMD 的 L1 土层土壤含水量最大,L2 和 L3 土层土壤含水量较高且稳定相近。HD 土壤含水量最大的是 L2 层,大部分水截留在 L2 土层,L1 和 L3 土层土壤含水量较低,持水能力差。AG 大部分水截留在 L1 和 L2 土层,L3 土壤含水量极低。夏季连续降水事件后,L1 土层中不同退化程度高寒草甸土壤含水量变化幅度均明显,而 L3 土层变化最小;L2 土层中除 HD 土壤含水量小幅

度上升,其他变化幅度不明显。从不同退化程度来看,ND 和 LMD 的 L1~L3 土层持水能力好,HD 的 L1 和 L3 土层持水能力差,AG 的 L3 土层持水能力差。由此可见,在 ND 和 LMD 的 0—5 cm 土层,HD 的 5—15 cm 土层对应的是一个相对较高含水层,这可能与土壤的理化性质有关。

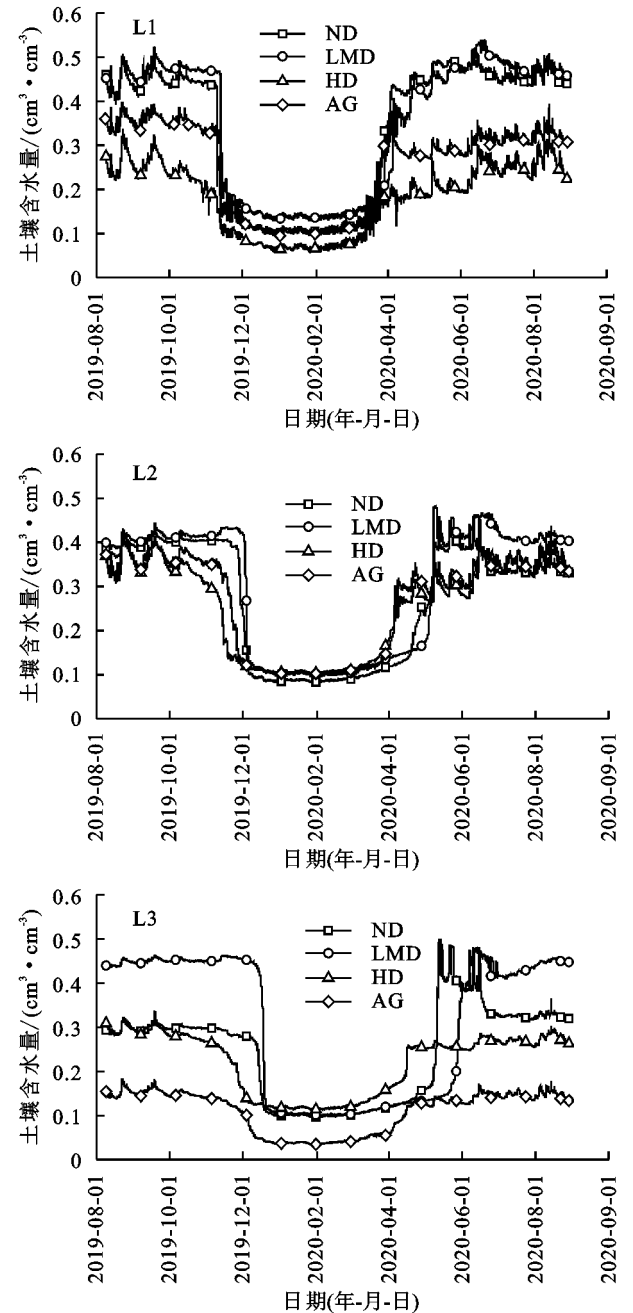
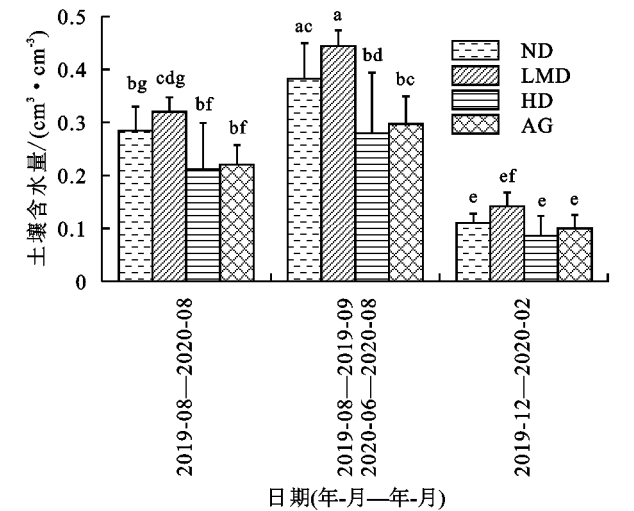


图 2 不同退化程度下不同深度土层土壤含水量年内连续变化

2.2.2 强降雨事件结束 72 h 内不同退化程度下各土层土壤含水量变化 2020 年 7 月 30 日,日降水量可达 33.8 mm,为全年最大值,当日强降雨事件结束后 72 h 内发生过 2 次短时间强度极小的降水。此次强降雨事件结束后,L1 土层中,ND 土壤含水量均变化不明显,距离降水事件结束后 24 h 开始下降,而 LMD 和 HD 土壤含水量均随着降水事件结束时间的推移呈现先增加后减少的趋势,距离降水事件结束

后 24 h 达到最大值,24 h 后开始下降。L2 土层中,ND 和 LMD 土壤含水量均变化不明显,而 HD 土壤含水量均随着降水事件结束时间的推移呈现先增加后减少的趋势,距离降水事件结束后 24 h 达到最大值,24 h 后开始下降。L3 土层中,不同退化程度高寒草甸土壤含水量变化均不明显。与自然植被类型相比,AG 的 L1 和 L2 土层土壤含水量会受到降水事件的影响,先增加后减少,降水事件对 AG 的 L3 土层土壤含水量变化的影响不大(图 5)。



注:图柱上方不同小写字母表示不同退化程度土壤含水量显著差异($P<0.05$)。

图 3 不同退化程度下土壤含水量 LSD 显著性分析

3 讨论

不同观测站间土壤含水量具有一定的差异。寒冷干旱气候的阿里站^[19]年内土壤含水量($0.05\sim0.14\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)和寒冷半干旱气候的那曲站^[19]年内土壤含水量($0.05\sim0.20\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)均低于本研究(图 2)的 3 种退化类型(ND: $0.11\sim0.48\text{ cm}^3/\text{cm}^3$;LMD: $0.14\sim0.50\text{ cm}^3/\text{cm}^3$;HD: $0.07\sim0.27\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)。而寒冷湿润气候玛曲站^[19]的土壤含水量($0.14\sim0.41\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)与研究区土壤含水量较为相似。本研究发现,各退化程度间的土壤含水量夏秋季差异程度大于冬春季,这与李博等^[20]利用那曲站点的土壤湿度观测数据得出“夏秋季节离散性大于冬春季节”的结论一致。研究还发现,降水事件对 ND 的 L1—L3 土层、LMD 的 L2—L3 土层、HD 的 L3 土层土壤含水量变化的影响不大,这与柴雯等^[21]研究发现,长江源区植被退化严重时,深层土壤对降水的响应微弱的结论相一致。杨健等^[14]利用中国科学院纳木错站、珠峰站和藏东南站土壤温湿度的观测数据指出,在纳木错站的 40 cm 深度、珠峰站的 20 cm 深度、藏东南站的 60 cm 深度处对应的是一个相对较高含水量。而本研究中,ND 和 LMD 高寒草甸 0—5 cm 深度,HD 高寒草甸 5—15 cm 深度对应的是一个相对较高含水层。

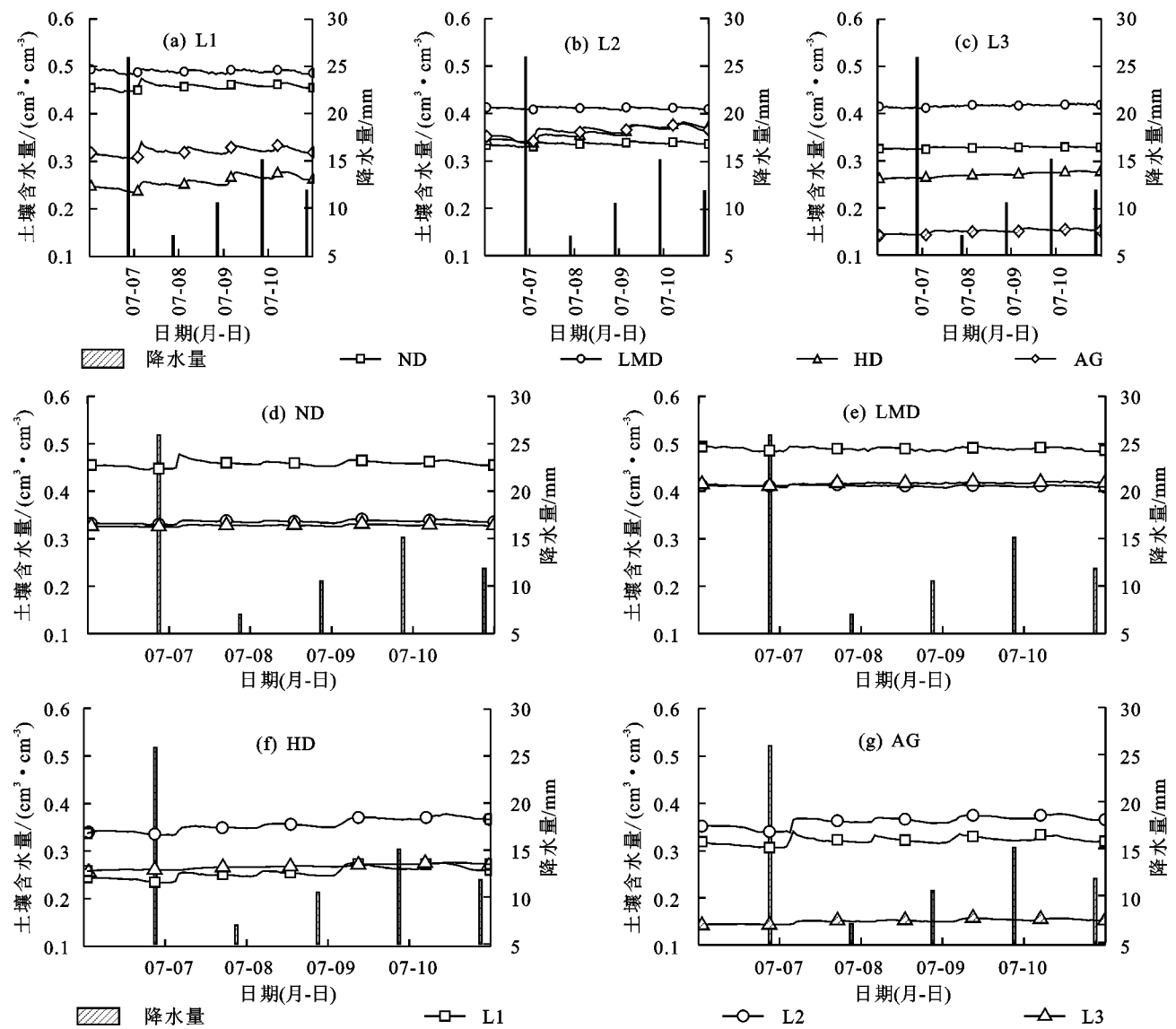


图 4 夏季典型降雨事件后不同退化程度下土壤含水量变化

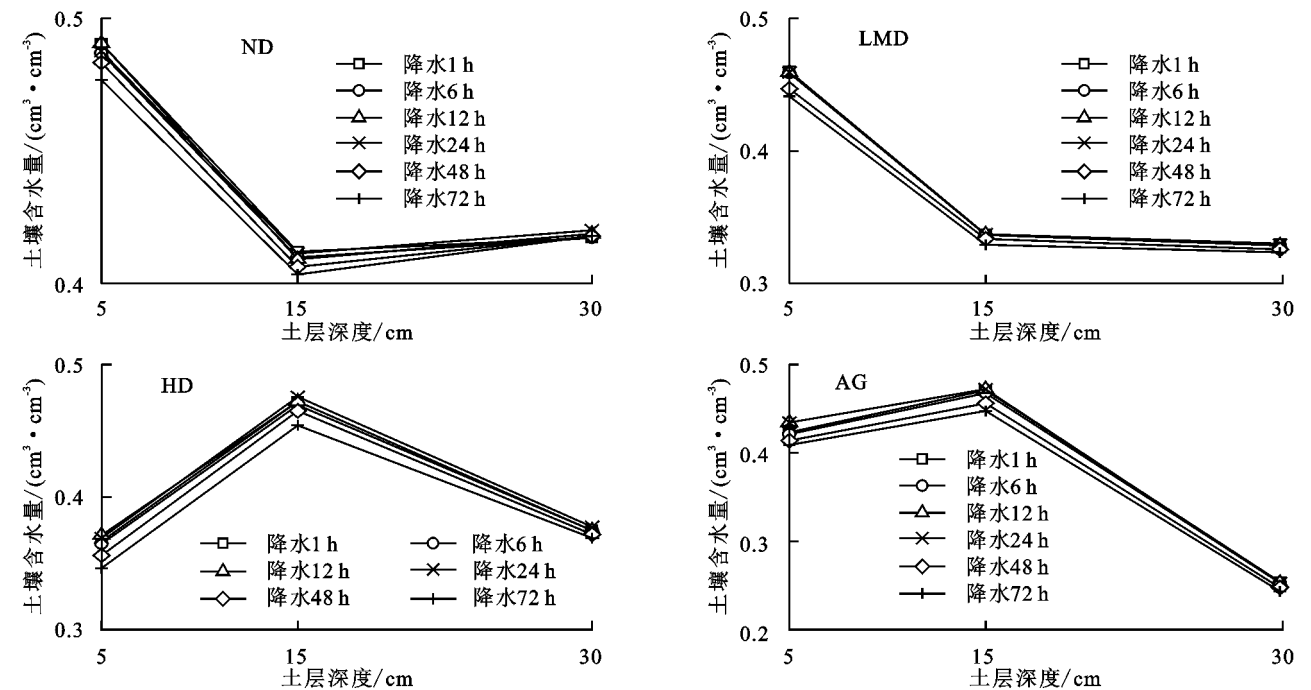


图 5 强降雨事件结束后 72 h 内不同退化程度土壤含水量土层变化

为揭示不同退化程度下的高寒草甸土壤水分差异的影响因素,对土壤平均土层的年平均含水量大小与土壤理化性质进行相关性分析(表 2),研究表明,土壤含水量与土壤容重呈显著负相关,与 C/N、有机碳呈显著正相关。

表 2 土壤理化性质的相关系数

指标	土壤含水量	C/N	有机碳	全钾	全氮	容重
土壤含水量	1.00					
C/N	0.80 *	1.00				
有机碳	0.83 *	0.89 *	1.00			
全钾	-0.53	-0.58	-0.69	1.00		
全氮	0.58	0.69	0.74 *	-0.68	1.00	
容重	-0.72 *	-0.94 *	-0.88 *	0.74 *	-0.83 *	1.00

注: * 表示在 $P<0.05$ 水平上显著相关。

具体而言,土壤含水量与容重的相关系数为-0.72 ($P<0.05$)。土壤容重大小可以反映土壤结构、透气性、透水性能以及保水能力的高低^[22],土壤容重越小,说明土壤结构较松、透气透水性能越好^[23]。LMD 的土壤容量最小,粉粒和砂粒比例相当且占比均 $>98\%$ 。降水是土壤水的主要来源,土壤的入渗性能和持水能力是土壤水分动态变化的基础^[21]。雨季来临时,LMD 适中的孔隙度加之适中的植被覆盖度,有利于降水下渗,有效截留并利用降水补给,故土壤含水量最高。ND 的土壤的容重与 LMD 相近,但 ND 鼠兔洞的数量小于 LMD,鼠兔具有松土作用,故 ND 的土壤紧实程度大于 LMD,加上 ND 的植被盖度大,地表覆盖度过高容易导致雨水被表层植物截留,不利于降水下渗形成土壤水,因此,含水量小于 LMD。HD 中砂粒占比大,土壤容重大且土壤孔隙度小,降水不易下渗,以地面径流形式向四周流散,且 HD 的植被盖度小,土壤过于裸露,缺乏根系的引流作用,不易截留和保持水分,故土壤含水量最小。土壤含水量与土壤 C/N 的相关系数为 0.80($P<0.05$),与有机碳的相关系数为 0.83($P<0.05$)。土壤 C/N 是土壤肥力状况的指标,是影响土壤有机碳富集程度的关键因素^[24],只有适宜的 C/N 比例,才能保证土壤微生物的活力从而提高土壤的肥力水平和土壤含水量。因此,C/N 均超过 11 的 LMD 和 ND,其土壤含水量比 C/N 均在 10 左右的 HD 要高。土壤有机碳是反映土壤质量状况的综合指标^[25]。LMD 和 ND 的表层土壤有机碳含量约为 HD 的 3~4 倍,因此,总体上 LMD 和 ND 的土壤含水量要高于 HD。

本研究发现,LMD 的土壤含水量高于 ND,可能与 LMD 的鼠兔松土作用有关。鼠兔松土导致土层相对松软,适中的孔隙度和植被覆盖度使得雨水易下渗,加之 LMD 土壤容量较小且有机质较多,故持水能力强。与此同时,ND、LMD 与 HD 之间存在明显差异,ND、LMD 持水能力远高于 HD,由此可见,重度退化程度下的高寒草甸土壤含水量低,致使退化恢复难度增加。因此,在进行草甸管理时,应在草甸重度退化前及时干预,以最大程度恢复草甸。

本研究探讨了三江源区不同退化程度下高寒草甸土壤水分的变化规律,但站点的数量略少、观测时间较短,后续随着获取数据的增加,将对不同退化程度下高寒草甸土壤水分年际变化特征进行分析,并结合遥感产品数据集,进一步探讨长时序大尺度范围的高寒草甸土壤水分时空变化规律及其影响因素。

4 结 论

(1)不同退化程度下土壤含水量季节差异明显。高值区主要分布在夏季,低值区分布在冬春季。不同退化程度下土壤含水量年内均值大小依次为 LMD ($0.320\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)、ND($0.284\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)、HD ($0.211\text{ cm}^3/\text{cm}^3$)。

(2)夏季降水事件后,土壤含水量 24 h 开始明显减小,不同深度土壤含水量变化存在着明显的差异,其中,L1 层变化幅度最大,L3 层变化幅度最小。

(3)ND 和 LMD 高寒草甸 0—5 cm 土层,HD 高寒草甸 5—15 cm 土层对应的是相对较高含水层,这是由于土壤含水量与土壤容重呈显著负相关(相关系数为-0.72, $P<0.05$),与 C/N(相关系数为 0.80, $P<0.05$)、有机碳(相关系数为 0.83, $P<0.05$)呈显著正相关。

参考文献:

[1] 李栋梁,何金海,汤绪,等.青藏高原地面加热场强度与 ENSO 循环的关系[J].高原气象,2007,26(1):39-46.

[2] Wanders N, Bierkens M F P, De Jong S M, et al. The benefits of using remotely sensed soil moisture in parameter identification of large-scale hydrological models [J].Water Resources Research,2014,50(8):6874-6891.

[3] Guillod B P, Orlowsky B, Miralles D G, et al. Reconciling spatial and temporal soil moisture effects on afternoon rainfall [J]. Nature Communications, 2015, 6: e6443.

[4] Schlaepfer D R, Lauenroth W K, Bradford J B. Effects of ecohydrological variables on current and future ranges, local suitability patterns, and model accuracy in big

- sagebrush[J]. *Ecography*, 2012, 35(4): 374-384.
- [5] le Roux P C, Aalto J, Luoto M. Soil moisture's underestimated role in climate change impact modelling in low-energy systems [J]. *Global Change Biology*, 2013, 19(10): 2965-2975.
- [6] 张中华, 周华坤, 赵新全, 等. 青藏高原高寒草地生物多样性与生态系统功能的关系[J]. *生物多样性*, 2018, 26(2): 111-129.
- [7] 孙鸿烈, 郑度, 姚檀栋, 等. 青藏高原国家生态安全屏障保护与建设[J]. *地理学报*, 2012, 67(1): 3-12.
- [8] 张骞, 马丽, 张中华, 等. 青藏高原区退化草地生态恢复: 退化现状、恢复措施、效应与展望[J]. *生态学报*, 2019, 39(20): 7441-7451.
- [9] 高泽永, 王一博, 刘国华, 等. 多年冻土区活动层土壤水分对不同高寒生态系统的响应[J]. *冰川冻土*, 2014, 36(4): 1002-1009.
- [10] Zhang F W, Li H Q, Li Y K, et al. Strong seasonal connectivity between shallow groundwater and soil frost in a humid alpine meadow, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 574: 926-935.
- [11] Yang K, Chen Y Y, He J, et al. Development of a daily soil moisture product for the period of 2002—2011 in Chinese mainland [J]. *Science China (Earth Sciences)*, 2020, 63(8): 1113-1125.
- [12] 袁源, 赖欣, 巩远发, 等. CLM4.5 模式对青藏高原土壤湿度的数值模拟及评估[J]. *大气科学*, 2019, 43(3): 676-690.
- [13] 刘强, 杜今阳, 施建成, 等. 青藏高原表层土壤湿度遥感反演及其空间分布和多年变化趋势分析[J]. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43(10): 1677-1690.
- [14] 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.
- [15] Ma Y M, Hu Z Y, Xie Z P, et al. A long-term (2005—2016) dataset of hourly integrated land-atmosphere interaction observations on the Tibetan Plateau [J]. *Earth System Science Data*, 2020, 17(4): 2937-2957.
- [16] 李元寿, 王根绪, 程玉菲, 等. FDR 在高寒草地土壤水分测量中的标定及其应用[J]. *干旱区地理*, 2006, 29(4): 543-547.
- [17] Schaap M G, Lange L D, Heimovaara T J. TDR calibration of organic forest floor media [J]. *Soil Technology*, 1997, 11(2): 205-217.
- [18] 冯博, 贾小旭, 于冬雪, 等. 黄土高原北部草地土壤水分空间变异研究[J]. *土壤通报*, 2019, 50(5): 1123-1130.
- [19] Su Z, Wen J, Dente L, et al. The Tibetan Plateau observatory of plateau scale soil moisture and soil temperature (Tibet-Obs) for quantifying uncertainties in coarse resolution satellite and model products [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15(7): 2303-2316.
- [20] 李博, 张森, 唐世浩, 等. 基于组网观测的那曲土壤湿度不同时间尺度的变化特征[J]. *气象学报*, 2018, 76(6): 1040-1052.
- [21] 柴雯, 王根绪, 李元寿, 等. 长江源区不同植被覆盖下土壤水分对降水的响应[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(2): 329-337.
- [22] 夏江宝, 许景伟, 李传荣, 等. 黄河三角洲盐碱地道路防护林对土壤的改良效应[J]. *水土保持学报*, 2011, 25(6): 72-75.
- [23] 许景伟, 李传荣, 夏江宝, 等. 黄河三角洲滩地不同林分类型的土壤水文特性[J]. *水土保持学报*, 2009, 23(1): 173-176.
- [24] 窦晶鑫, 刘景双, 王洋, 等. 三江平原草甸湿地土壤有机碳矿化对 C/N 的响应[J]. *地理科学*, 2009, 29(5): 773-778.
- [25] 李海云, 张建贵, 姚拓, 等. 退化高寒草地土壤养分、酶活性及生态化学计量特征[J]. *水土保持学报*, 2018, 32(5): 287-295.