

文章编号:1000-0240(2005)03-0311-09

# 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

李英年<sup>1</sup>, 关定国<sup>2</sup>, 赵 亮<sup>1</sup>, 古 松<sup>1</sup>, 赵新全<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 西北高原生物研究所, 青海 西宁 810001; 2. 青海省门源种马场, 青海 门源 810300)

**摘 要:** 海北高寒矮高草甸区植被下的草毡寒冻锥形土属季节性冻土, 因温度低, 冻土在年内的每个月均可发生. 一般在 11 月中旬可形成稳定的季节冻结层, 至翌年 3~4 月冻土层厚度最大可达 230 cm. 从 3 月下旬到 4 月中旬开始, 土壤开始消融, 至 6 月下旬到 7 月上旬冻土全部消失. 分析发现, 季节冻土在高寒草甸植被生产力形成过程中有着积极的影响作用, 主要表现在: 1) 季节冻土的存在和维持将给高寒植物生长提供良好的土壤水分, 对植物初期营养生长发育有利, 可弥补春夏之交时降水不足所引起的干旱胁迫影响; 2) 季节冻土的长时间维持, 有利于植物残体和土壤有机质留存于土壤, 并随土壤冻结和融化过程发生迁移, 可提高土壤肥力; 3) 较高的土壤水分有利于土壤胡敏酸的形成, 可保证植物生长所需的其它有机元素的供给; 4) 冻土层所形成较高的土壤水分使土体热容量加大, 从而调节因气候异常波动引起的土壤温度变化; 5) 季节冻土的变化对植物地上年生产量形成有一定的影响作用, 表现出从 10 月或 11 月开始, 土壤冻结速率快, 对提高植物地上年生产量有利. 这也证实, 在未来气候变暖的趋势下, 土壤有机质将加快分解速度, 土壤水分因受温度升高、冻结期缩短, 其贮存能力降低; 受温度升高的影响, 地表蒸发能力加大, 若降水仍保持目前的水平, 土壤水分将明显减少, 将导致高寒草甸植被生产力有下降的可能.

**关键词:** 高寒草甸; 季节冻土; 植被地上生产力; 形成过程

**中图分类号:** Q948.11 **文献标识码:** A

对高寒草甸 (Alpine meadow) 植被地上生物量形成机制研究时发现<sup>[1,2]</sup>, 冬春温度的变化与当年牧草产量的高低有着明显的相关关系. 这种关系并非出于偶然, 事实上有其内部的联系性, 主要表现在冬季寒冷会在来年春夏之交时土壤融化过程对植物初期营养生长阶段产生有充足的水分供应<sup>[3,4]</sup>. 如果暂且不考虑来年降水的高低, 就冬季不同寒冷程度而言, 所造成的土壤冻结速率、深厚程度、维持时间长短等将在春季及初夏季节冻土融化时所释放的土壤水分含量产生较大的差异, 从而导致对植物初期营养生长发育阶段的水分供给也有所不同. 因此认为, 季节冻土的发展与变化对高寒草甸植物的生长, 乃至年地上生产量的形成均具有一定

的影响作用. 本文讨论了海北高寒草甸地区的季节冻土的气候变化现象, 同时探讨了季节冻土在高寒草甸植被生长过程中的影响作用.

## 1 研究地点及资料概况

### 1.1 研究区地理、气候、植被、土壤概况

研究工作在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站 (海北站) 进行, 海北站地处祁连山北支冷龙岭东段南麓坡地的大通河河谷西段, 37°29'~37°45' N, 101°12'~101°23' E, 站区地形开阔, 海拔在 3 200~3 600 m. 该地区位于亚洲大陆腹地, 具明显的高原大陆性气候, 东南季风及西南季风微弱. 受高海拔条件的制约, 气温较低, 仅有冷暖季之

收稿日期: 2004-11-10; 修订日期: 2004-12-05

基金项目: 中国科学院知识创新工程重大项目 (KZCX1-SW-01-01A); 国家重点基础研究发展规划项目 (2002CB412501); 中日合作“温带高山草原生态系统的碳动态和温暖化影响的研究”项目; 中日合作项目“亚太地区环境创新战略计划 (APSS)”资助

作者简介: 李英年 (1962—), 男, 青海乐都人, 副研究员, 1987 年毕业于北京气象学院, 主要从事生物气象及全球变化研究.

E-mail: ynli@mail.nwipb.ac.cn

别,干湿季分明;地区年平均气温 $-1.7$ ,最暖的7月平均气温 $9.8$ ,最冷的1月平均气温 $-14.8$ 。年降水量 $580$  mm左右,降水主要集中于暖季的5~9月,占年降水量的80%,冷季10月至翌年4月仅占20%。年内无绝对无霜期,相对无霜期约为20 d左右,在最热的7月仍可出现霜冻、结冰、降雪(雨夹雪)等天气现象。表现出冷季寒冷、干燥、漫长,暖季凉爽、湿润、短暂<sup>[5]</sup>。

特殊的自然环境及青藏高原隆起过程,造就了适应寒冷湿中生的多年生草本植物群落,形成了以矮嵩草(*Kobresia tibetica*)草甸(土壤湿度较低的滩地、阳坡)、金露梅灌丛(*Formation Dasiphora fruticosa*)草甸(土壤湿度较高的滩地、阴坡)、小嵩草(*Kobresia pygmaea*)草甸(土壤湿度更低的阳坡和缓坡地段)、以及坡麓潜水溢出和高山冰雪下缘等低洼地带形成的高寒湿地-藏嵩草(*Kobresia tibetica*)沼泽草甸为主要建群种的不同的的高寒草甸植被类型。牧草生长低矮,群落结构简单,初级生产力低<sup>[1]</sup>。土壤在滩地和阳坡多分布有草毡寒冻雏形土(*Mat Cryic Cambisols*),山地阴坡多分布暗沃寒冻雏形土(*Mo-Cryic Cambisols*),沼泽地为有机寒冻潜育土(*Organic Cryic Gleysols*)。土壤发育年青,土层浅薄,有机质含量丰富<sup>[2]</sup>。本文所涉及研究点的是滩地矮嵩草草甸下的草毡寒冻雏形土。

## 1.2 研究材料

海北站自1980年开始进行基本气象要素和草地生物量的观测,其中土壤冻结深度的观测从1988年开始。但由于种种原因,气象站曾2次搬迁,搬迁后虽搬迁距离较近(不到50 m),植被类型相同,但受土壤质地差异分布及地下水位高低的影响,所观测的冻土深度与早期观测数据有较大的差异。降水、温度(包括气温与地表温度)等因搬迁距离小差异不明显,深层地温略有差异,经检验无显著的差异。为此文中资料处理时主要应用了1983—2000年邻近门源气象站的冻土观测资料,对于海北站资料仅作参考。文中也同时应用了1990—1993年<sup>[6]</sup>、2000—2002年以及近年来零星考察的在植物生长期用土钻法测定的土壤湿度资料,2001年8月到2002年12月采用测温计(Cpt-10,CLIMATIC)和时域反射仪(TDR、CS615、CSI)所观测的0~20 cm土壤平均温度和平均土壤湿度(容积含水百分率)资料。植被地上生物量的观测资料取自海北站综合实验场矮嵩草草甸区每年进行的测定值。测量采用50 cm×50 cm的样方,5~10个重复,用剪刀

齐地表剪取,置入纸袋,采用温度控制在 $65$ 的恒温烘至干种,再换算到单位为 $g \cdot m^{-2}$ 的面积产量,其中年产量为8月底到9月初植被地上达最大时的生物量测定结果。

## 2 结果

### 2.1 高寒草甸土壤环境特征及季节冻土特点

某一地区当7月平均气温低于 $11$ 便有多数冻土发育的可能<sup>[7]</sup>,我国高原冻土带的下界大致与年平均气温 $-2 \sim -3$ 相当,在祁连山地的南坡多年冻土分布下界在海拔 $3494 \sim 3900$  m间。依海北站气象站( $37^{\circ}37' N$ ,  $101^{\circ}19' E$ ,海拔 $3220$  m)1980年以来的气象资料观测来看,海北高寒草甸综合实验地区多年平均气温 $-1.7$ ,土壤0~320 cm年平均地温均大于 $0$ ,其中5、10、15、20、40、80、160和320 cm年平均地温分别为 $2.0$ 、 $1.8$ 、 $2.0$ 、 $1.9$ 、 $2.1$ 、 $2.3$ 、 $2.4$ 和 $2.8$ ,均保持在 $1.8$ 以上。虽然最热月平均气温 $<11$ (多年平均为 $10.0$ ),但地温较高,5、10、15、20、40、80、160和320 cm在最热月的平均地温分别为 $13.2$ 、 $12.3$ 、 $12.1$ 、 $11.8$ 、 $11.3$ 、 $9.7$ 、 $7.4$ 和 $5.4$ ,说明区域仍然属季节性冻土分布区。从冻胀草丘、积水坑等现象来判断,这里过去曾有过多年冻土的存在。当然,目前海北站地区海拔较高的山地阴坡区域(如站附近鱼儿山海拔 $3300$  m地带以上),以及海拔并非较高(海拔约 $3280$  m)但处在部分高寒藏嵩草沼泽地及边缘带地区(如站东部的“乱海子”地区),还有可能存在岛状多年冻土层。

海北站滩地矮嵩草草甸下的草毡寒冻雏形土,其土壤表层9月进入冻融阶段,日消晨冻。11月底季节冻结深度一般达 $38 \sim 50$  cm以上。随冷季来临,天气变得严寒,冻土深度不断增加,至来年3~4月达到最大季节冻结深度。其后,地表开始出现融冻过程,冻土层自上而下逐渐融化,底层向上也有融化过程,但较微弱,6月下旬到7月上旬方可全部消失,表现出季节冻土维持时间很长。从图1可以看出,海北站地区季节冻土最深可达到 $230$  cm,出现在3~5月间。不同年份季节最大冻土深度与温度、土壤湿度、植被盖度等有很大的关系<sup>[8]</sup>,天气寒冷,土壤干燥,植被盖度小,冻土则深;反之冻土较浅。值得一提的是由于高海拔因素的制约,气温较低,季节冻结现象似乎在每个月均可发生。最暖的7月,地表面温度及气温时常降至

0 以下, 这将导致冻土的偶然发生, 一般日消夜冻. 但因正是湿润时期, 土壤及空气湿度较大, 如 7 月月平均水汽压为 9.4 hPa, 土壤湿度 6~7 月平均 38%, 植物生长茂盛, 所发生的冻结层很薄, 这种冻结常称为“湿冻”现象<sup>[5]</sup>; 3~5 月间在已融化的表层因温度常降至 -10 以下, 近地表上层的土壤其冻结深度可达 10 cm 以上, 有时受寒冷天气影响日间不能及时融化可维持 1~3 d 时间.

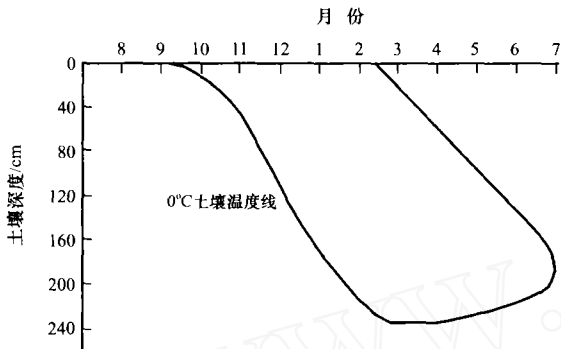


图 1 1996 年 8 月到 1997 年 7 月海北高寒草甸分布区季节冻土分布

Fig. 1 Seasonal variation of the frozen soil depth in Haibei alpine meadow from August 1996 to July 1997

与我国北部温带草原相比<sup>[7]</sup>, 高寒草甸分布区的青藏高原其热量水平低. 在这种情况下, 地温在地表上部变化急剧, 日较差很大, 较深层地温得不到较大的提高, 保持较低的水平, 致使土壤季节冻土维持时间较长, 不仅土壤的昼融夜冻明显, 而且季节冻融交替也很显著.

### 2.2 季节冻土在高寒草甸植被生产力形成过程中的作用

#### 2.2.1 季节冻土为高寒植物生长提供良好的土壤水分并对气候的平稳性调节有利

图 2 给出了 2002 年度 0~20 cm 土壤温湿度月平均变化情况, 可以发现土壤 0~20 cm 平均温度在 11 月中旬左右开始稳定下降到 0 以下, 表明从该时期开始, 土壤出现稳定季节冻结层. 至 3 月上旬左右, 温度上升到 0 以上, 土壤出现从地表向深层的融化过程. 从 0~20 cm 平均土壤湿度来看, 在土壤出现融化的 3 月上旬逐渐升高, 5 月达年内的最高时期, 此时虽降水量有所增加, 但并未达年内的最高时期. 7~9 月阶段降水最为丰富, 但土壤湿度稍有降低. 这说明较高的土壤湿度明显来源于季节冻土融化过程时的供给, 当然土壤湿度的高低还受到植被的蒸腾、土壤蒸发等因素的综合影

响. 这里需说明的是, 寒冷的冬春季 0~20 cm 层次土壤湿度很低, 是因为我们采用 TDR 所观测的土壤湿度, 一来 TDR 限于自地表垂直插入, 为 0~20 cm 层次所观测的平均值, 从而因冬春季地表常处于裸露状况, 且易受吹风等气象条件的影响, 地表蒸发大, 致使土壤表层较为干燥; 二来由于 TDR 仅测量的是土壤未冻结水含量, 而冬季土壤冻结后未冻结水含量降低, 冻结水占有很大比例. 事实上, 冬春季在深层有较高的土壤湿度, 这点我们曾利用土钻法对 4~11 月的土壤湿度进行过观测, 且依 4 月初和 10 月末的观测值分析可以得到证实<sup>[6]</sup>. 观测发现, 草毡表层在解冻时有极高的土壤湿度, 常可达饱和持水量, 甚至土壤湿度(占干土重的百分率)超过 100%<sup>[6]</sup>. 1991—1993 年<sup>[6]</sup>和 2001—2003 年 6 a 土壤解冻的 5 月, 0~60 cm 整层的土壤湿度分别为 42.97%、52.32%、38.88%、35.82%、40.99%、37.98%. 这些值均明显高于降水丰富的 6~10 月土壤水分观测资料, 为了比较, 在图 3 给出了 2001 年 4~10 月采用土钻法观测的

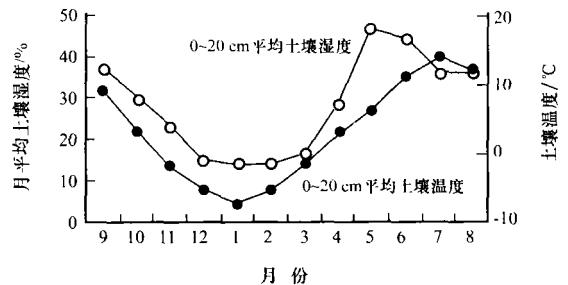


图 2 海北高寒草甸分布区 0~20 cm 土壤温湿度月平均状况

Fig. 2 Variation of the monthly mean soil temperature and soil moisture at a depth of 0~20 cm in Haibei alpine meadow

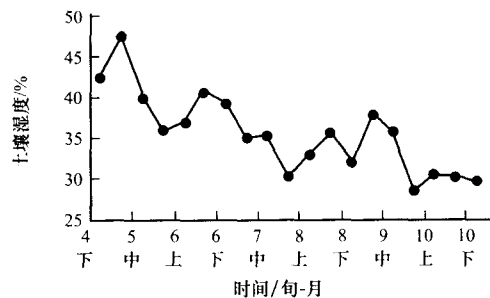


图 3 海北高寒草甸分布区 4 月下旬到 11 月初 0~60 cm 土壤湿度变化

Fig. 3 The variation of soil moisture at a depth of 0~60 cm in Haibei alpine meadow from late April to early November

0~60 cm 土层土壤湿度的分布情况. 可以看到, 不论是浅层 0~20 cm 土层还是 0~60 cm 土层, 在春季均有较高的土壤水分.

图 4 中给出了 1981—2002 年间 9 月到翌年 8 月多年月平均降水量分布状况, 表明降水量在 10 月下旬开始明显减少, 直至次年 5 月才有所明显加大. 植物生长季的 5~10 月, 占年降水量的 90%, 寒冷的 11 月到翌年的 4 月降水极少, 仅占年降水量的 10%<sup>[5]</sup>. 如果采用降水相对系数法 大小来衡量雨季的起讫时间的话, 海北站雨季平均开始期约在 5 月中旬, 9 月上旬为雨季平均结束期, 雨季长达 12 个旬 120 d 左右, 占年总旬数的 30%, 即海北站地区约 1/3 时间处在湿月, 2/3 的时间处于干月. 而从季节冻土发展过程来讲, 刚好在雨季末期的 9 月开始出现冻结现象, 与降水量的明显减少时期相一致. 也就是说, 在前冬出现季节冻土时, 降水对土壤水分的补给量明显减少. 但在土壤自上而下的季节冻土发生过程时, 土壤含水量将出现有以下特征.

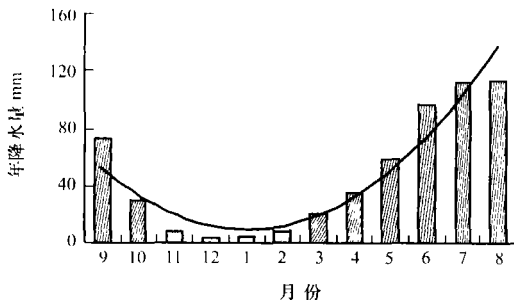


图 4 海北高寒草甸分布区 1981—2002 年多年平均降水量 (cm) 月际分布

Fig. 4 Variation of monthly mean precipitation in Haibei alpine meadow from 1981 to 2002

在形成季节冻土初期, 冻土常呈现日消夜冻. 早晨温度 0 以下时, 土壤冻结, 冻结层内出现水分集结和冰冻现象, 造成土壤水分张力改变, 体积膨胀对周围土体产生压力, 出现较大的土壤空隙. 日间温度升高后冻结水融化, 空隙部分又被水分所饱和. 当再次发生冻结时这些空隙再被扩大, 给土壤水分的高集聚又提供了良好外部条件. 伴随天气转冷, 温度降低, 土壤出现稳定的季节冻结层, 并自上而下加厚. 这时候形成土壤上层温度 < 0 的冻结层和下部土壤温度 > 0 的非冻结层的环境温度梯度, 该条件下底层水分将以土壤热力为载体,

由相对暖和的土层向低温的冻土层源源不断地迁移. 首先出现短时的过冷凝结水, 并使水滴进一步凝结成冰晶而成为水汽的凝结核, 形成一定状况的“冰晶”层, 而且随冻结深(强)度加厚(强), “冰晶”含量在水分不断的积聚下也随之增加和长大, 直到其下部土层的温度再降低并接近冰点以下而使土壤呈现稳定冻结为止. 表现出土体冻结有利于冻层内土壤水的积聚. 而在土壤近 5 cm 表层经反复的日消夜冻过程及蒸发作用, 所形成一定的干土层反而阻隔了更下层土壤水分散失, 保持了“冰晶”层内的水分贮存.

3~4 月天气转暖, 日平均气温开始接近 0 时, 土壤表面日平均温度接近 2~3 , 日最高达 15 以上. 随地温提高, 土壤自上而下开始解冻, 并伴随日消夜冻现象, 依时间进程融化层逐步加深. 当日平均气温稳定通过 0 时, 高寒植物也开始萌动发芽, 上层土壤融化的同时其内部冰晶水变成自由水. 这些水分会直接提供给植物萌动发芽和返青所需要, 另一方面水分将以重力作用向下运行, 积聚于下层未融化的冻土层上界面. 未融化的冻土层又是良好的不透性水层, 故融化水在融化层底部冻结层表面滞留. 但此时正直我国北方气候干旱最为严重时期, 高寒草甸植被受冬春的牧事活动及强劲风速的影响, 地表近似裸露, 土壤表层水分受蒸发和植被蒸腾而散失严重, 降水不能及时补给时, 较深层土壤水出现向上迁移或依植物根茎和毛管上升的现象, 及时提供给植物生长发育. 在海北高寒草甸区, 7 月上旬左右季节冻土方可全部融化 (图 1), 该时部分植物已完成其生命生长过程 (如: 矮蒿草等莎草科植物进入成熟后期). 从这种角度来讲, 在 7 月上旬以前, 植物所生长发育的水分要求不仅来源于自然降水, 而且较深层土壤水分的供给也是重要的一环. 也就是说较高的土壤水分将对牧草初期营养生长阶段提供良好的土壤水分, 弥补了春夏之交时降水不足所引起的干旱胁迫影响, 进一步对牧草产量的形成起到重要的作用. 当然, 年景不同所积聚的水分量有所不同, 造成年景气候环境不同状况下土壤所含的水分量有所不同.

季节冻土融化解冻过程中所形成的高土壤水分, 不仅可弥补天气气候干旱对高寒植物初期营养生长阶段的影响. 而且受土壤水分发生迁移和大气水分凝结过程中, 增大了植被表面及土壤表面的水

降水相对系数 (C) :  $C = n / (nR / 365)$ .  $r, R$  分别为月、年降水量 (mm);  $n$  为某月的日数; 365 为全年的日数.

分量, 当发生受低温环境造成霜冻现象时已在植物冠面和土壤表面形成一定的“水膜”, “水膜”对植物生长起到良好的保护作用, 减弱了辐射冷却降温的速率和程度, 保证了牧草在营养生长阶段不被外界气温冻坏冻伤, 使冻害大大得到缓解. 高寒草甸植物在生长期出现 - 7 的低气温环境下, 其植物体不被冻伤, 正是由于这种作用的结果.

在可能影响短期气候异常持续的因子中, Namias<sup>[9]</sup>和刘永强等<sup>[10]</sup>曾提到土壤水分的作用. 认为降水较少时土壤较干, 消耗土壤水分蒸发的热量较少, 而地表向大气的感热输送增强. 还认为地-气系统中, 在土壤较湿、植被较多的情况下, 地-气水分和能量交换能力较强, 系统调节其状态回到正常气候态的速度就快. 甚至提到土壤湿度对气候的调节的作用至少比土壤温度的作用大 4~10 倍, 意味着在地-气系统中的相互作用中, 土壤湿度的变化起主导作用. 李述训等<sup>[11, 12]</sup>也有相同的观点. 也就是说土壤水分高, 气候异常的持续性将减弱. 土壤水分具有稳定和调节局地气候的性能, 进而对植物生长不至于重受频繁波动环境的影响.

### 2.2.2 季节冻土在冻融过程中将有利土壤有机物质的迁移和胡敏酸的形成

土壤有机物质主要来源是植物的残体, 而植物生长和残体分解受土壤融冻作用影响明显. 在高寒草甸分布区, 因受海拔高程影响, 常年处于低温环境, 低温不但制约了植物类型分布和植物根系的空间分布, 进而也影响到有机土壤物质的补充和分配, 而且还限制了微生物类群及其活性而影响有机物的合成与分解. 当来年牧草萌动发芽返青初期开始, 只要略有温度的提高, 这些有机物质将得到分解而成为较高的土壤肥力, 为植被的及时恢复和生长发育提供和创造了良好的营养条件<sup>[13]</sup>. 通常在干旱少雨及低温的环境条件下, 不利于胡敏酸的形成, 多以较少数量的富啡酸占优势<sup>[14]</sup>. 但高寒草甸分布区降水在暖季较为丰富, 降水可使较大数量的有机物质依降水的渗漏而补给较深层土壤, 冷季虽降水稀少但土壤水分较高. 较高水分条件又有利于胡敏酸的形成, 如 2003 年 9 月对于不同地形部位的山地阳坡(草毡寒冻锥形土)、平缓滩地(草毡寒冻锥形土)、山地阴坡(暗沃寒冻锥形土)以及高寒湿地(有机寒冻潜育土)4 个点毡状草皮层及腐殖层约 5~15 cm 胡敏酸测定, 平均分别为 4.12、8.16、12.52 和 21.35 (C, g · kg<sup>-1</sup>), 表现出从较干燥的土壤水分植被区到潮湿土壤的植被类型区过渡胡敏

酸逐渐升高. 在水分运行过程中也伴随着物质的迁移和积聚. 土壤水分中常溶解有各种溶质或携带有胶体悬浮物, 春季土壤自上而下解冻时, 这些物质随土壤水的下渗而迁移; 秋季表层开始冻结时他们随毛管水自下而上向冻层运行, 最后在毛管水的运行终点处结集. 这种结集在土壤湿度较高的高寒草甸区域常出现于地表层<sup>[15]</sup>, 从而不仅保证了植物生长发育的水分需求, 同时也保证了植物生长所需的有机物质的供给, 给植物正常的生长发育提供了最基本的物质条件.

### 2.2.3 高寒草甸植被生产量与季节冻土深度的相互关系

上述比较研究说明, 季节冻土维持时间长短和冻土冻结层深厚与否, 可直接表征土壤含水量的高低, 将直接或间接地影响高寒草甸植物生物生产量. 多年来, 对气象因子影响高寒草甸牧草产量的相关关系较多<sup>[11, 16]</sup>. 应该说牧草产量的形成与提高, 是多种综合因素的产物, 特别是青藏高原天然放牧草场, 社会投入甚微, 且同一地区土壤理化性质在相当时期内保持不变, 显示出各年牧草产量的高低与当地的气候条件(如气温、降水、日照时间等)有着极为明显的协同关系, 即年景气候变化不同, 其牧草产量差异较大. 但就冻土变化对植被地上生产力的影响也是不可忽视的.

为说明问题, 图 4 给出了海北站自 1983—2000 年植被年生产量与门源气象站所观测的 4 月季节冻土深度间的相关关系. 海北站与门源气象站由于二地间直线距离约为 30 km, 均受同一大气环流控制, 气团属性一致, 所不同的是因海拔高度的差异气温分布有所不同, 致使海北站的冻土较门源深. 由此就冻土的变化趋势认为, 依门源气象站冻

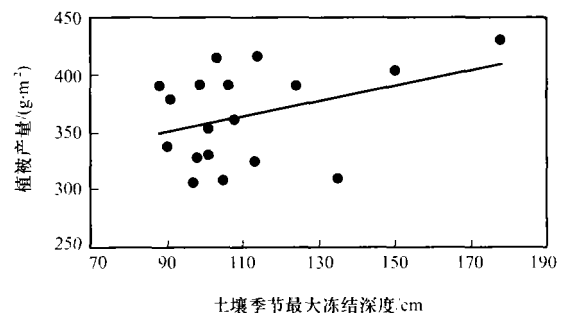


图 5 植被年产量与 4 月季节最大冻土深度关系的散点分布情况

Fig. 5 Annual biomass of vegetation above ground changing with the maximum depth of frozen soil in April

土观测资料来分析海北站的有关情况是可靠的。

从图 2 表明, 年内特别是 3、4 月季节最大冻土深度, 与牧草年产量具有一定的正相关关系, 说明季节冻土的变化过程对牧草产量的形成有着一定的影响. 事实上 1~4 月每个月的冻土最大深度与牧草产量均出现正相关关系(表 1), 虽然相关不甚明显, 只有 3 月和 4 月最大冻土深度存在有 0.10 的检验信度, 但表明冻结深厚对牧草年产量提高有利.

表 1 高寒草甸植被产量与季节冻土深度变化量的相关关系

Table 1 Relation between the annual biomass of vegetation above ground and the variation in depth of seasonal frozen soil in Haibei alpine meadow

冻土变化量	A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	A <sub>3</sub>	A <sub>4</sub>
相关系数	0.1990	0.2998	0.3250	0.4252*
冻土变化量	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>	B <sub>4</sub>
相关系数	0.2874	0.3531	0.3749	0.4659*

注: A<sub>i</sub>、B<sub>i</sub>(i=1, 2, 3, 4)为 1、2、3、4 月最大冻土深度与植被产量相关关系; \* 为 P<0.10 的检验水平 (n=13).

#### 2.2.4 异地季节冻土对植被生产量形成的比较

以上讨论仅限于海北站地区, 也就是说, 在同一地区的不同年份, 由于季节冻土的分布差异将对牧草产量的形成有一定的影响. 但异地由于受气候环境、土壤理化形态、植被盖度的差异性影响, 其季节冻土的深厚、维持时间的长短等有所不同, 从而对植物生长发育的影响关系也有一定的差异性. 高荣等<sup>[17]</sup>认为: 季节性最大冻土深度与冬春气温和地表温度间都具有非常好的负相关关系, 最大冻结深度的正(负)异常年份对应着冬春气温和地温负(正)异常年份, 说明气温和地温低季节冻土就深厚. 这里用收集到青海省甘德气象站(甘德站)1993 年和 1994 年进行的温度和牧草产量观测资料(甘德站不进行季节冻土的观测但进行牧草产量的测定), 采用这两年牧草产量和地温的观测资料以及海北站有关资料作一个比较分析. 虽甘德资料有限, 但作为尝试仍有重要意义.

从植被类型来看, 不论海北站还是青南的甘德站, 二地均属高寒草甸植被类型, 只是由于放牧等活动影响, 植物主要组成种和伴生种有一定差异. 但海北站地区草场保护较好, 放牧压力低, 牧草长势好, 其牧草产量普遍高于甘德地区. 从气候变化来看, 海北站与甘德站气候变化基本一致, 海北站较甘德站年降水量和年平均气温分别高 47 mm 和

0.4 左右. 但对地温与牧草产量间的关系分析发现, 1~4 月地温较低的年份, 当年牧草生产量较高. 如海北站牧草产量较高的 1983、1989、1995 年, 地温均较低, 这些年份 0~30 cm 土层 1~4 月地温均低于多年(18 a)平均值 1~2℃, 对应牧草产量均接近 400 g·m<sup>-2</sup>或 400g·m<sup>-2</sup>以上(海北站多年平均约为 350 g·m<sup>-2</sup>); 而牧草产量较底的年份, 冷季地温均较高. 其它时间的月平均地温与牧草产量的相关关系似乎显得很低. 据甘德气象站牧草组测定, 1993—1994 年冬春 0~30 cm 各层次地温比 1992—1993 年低 2~4℃, 1994 年牧草产量为 116.7 g·m<sup>-2</sup>, 比 1993 年 102.8 g·m<sup>-2</sup>高 14 g·m<sup>-2</sup>左右, 表现出冷季温度低, 牧草年产量高的变化规律. 同时反映出, 同一地区的牧草产量与冷季月平均地温具有显著的反相关关系. 可见在同一地区冬春地温低的年份对应有牧草产量似乎较高, 而地温较高的年份则对应相对低的牧草产量. 究其原因可能是地温低, 易使土壤冻结深厚而坚实, 同时受低温环境影响地表蒸散量明显减小, 从而贮存较多的土壤水分. 虽然温度低将对植物的根茎带来不利的影响, 但与有利贮存水分这一特点相比显得次要. 这也证实, 在未来气候变暖的趋势下, 若降水仍保持现有的水平, 高寒草甸植被的牧草产量将有所下降. 当然并非温度越低越利于牧草产量的形成与提高, 更深刻的相互机制问题和基本原因还有待作进一步的研究证实. 同时, 应该指出的是由于牧草产量的提高与降低是受诸多气候因素的影响, 本文仅考虑地温的变化与牧草产量间的关系.

### 3 结语

从气候变化特征及高寒草甸植被生长发育的生态特征来看, 高寒草甸地区降水相对丰富, 年降水量约在 400~700 mm, 降水多分布在 6~9 月. 约占年降水量的 60%~70%, 基本可满足牧草后期生长发育的水分要求. 但与中国北方地区一样, 受“春寒”和“春旱”的影响较为严重. 高寒草甸牧草萌动发芽的初期营养生长阶段, 是奠定牧草生长好坏, 产量提高与否的基础关键时期. 为此, 春季牧草营养生长时期的干旱等天气气候条件对当年牧草产量的影响较为关键. 但在春季由于季节冻土维持, 其冻土层结内部的冻融水, 对土壤有源源不断的水分供给, 这样将弥补由于气候干旱所造成的水分不足. 在整个冬季来看, 气候寒冷, 特别是在冻土稳定形成到 3 月或 4 月冻土达很深的这个阶段,

土壤冻结速率越快, 越易使土壤冻结深厚而坚实, 同时受低温环境影响地表蒸散量明显减少, 从而会贮存较多的土壤水分. 虽然温度低将对植物的根茎带来不利的影响, 但水分的贮存将弥补春季牧草萌动发芽时受天气气候胁迫下干旱的影响, 对牧草初期营养生长阶段有利, 终归影响当年牧草产量的形成与提高. 也证实在未来气候变暖的趋势下, 若降水仍保持现有的水平, 高寒草甸植被的牧草产量将有所下降的可能. 需说明的是牧草产量的提高与降低是受诸多气候因素综合影响作用的结果, 本文仅考虑了季节冻土变化以及地温高低与牧草产量间的关系, 虽然有一定的牵强依据, 但作为问题讨论, 也是有严格重要的一面.

气候变暖过程中, 冬季趋暖化更为明显, 即气候的变暖中, 冬季变暖具有较大的贡献<sup>[18~20]</sup>. 通过上述有关分析表明, 冬季越冷越利于牧草的生长发育, 那么在冬季气温不断变暖的状况下, 对高寒草甸植被的生产力将有何影响. 植被是多年冻土的指示者, 多年冻土区植被的发育与地温及下伏层冻融作用过程有密切的联系. 多年冻土层的退化改变了土壤层内的水分、温度等条件, 从而对植物的生长和演替产生影响, 加速了高原草场退化的速度<sup>[21]</sup>. 多年冻土所表现的上述情况在季节冻土对植被的影响也有相同之处. 植被生长与冻土发育二者之间具有一定的相互关系, 这种关系既是复杂的, 也是既清晰的. 植被具有涵养水分、调节气候、防止水土流失、防风固沙, 维系土壤-植被所进行水量供应的平稳性, 以及维持生态平衡等作用与功能. 冻土能提供植被生长所需的水分与营养物质, 其独特的环境条件对气候的平稳性、以及稳定一地的生态平衡方面也有极其重要的一面. 因此, 植被与冻土之间存在有相辅相成、相互制约、相互作用, 共同构成了冻土分布区的自然生态平衡系统.

早在 2000 年笔者在探讨高寒草甸植被生产力与气象条件间的关系时就发现<sup>[1, 21]</sup>, 植被生产力与 1 月的气温具有明显的反相关关系, 同样我们统计 1~4 月的地温与植被生产力的关系时也出现相类似情况. 这种关系的存在并非偶然, 是因为冬季冻土具有良好贮存水分能力而所起的影响作用.

高寒草甸草毡寒冻雏形土长期处于低温环境, 草毡层的存在, 土壤有机残体明显且有机质分解缓慢, 有效养分低微, 土壤腐殖质大, 使其土壤容重小, 孔隙度大, 其热容量大, 导热率低. 因此热量不易传递, 冬季向下冻结较为缓慢, 春季融化过程

也很缓慢<sup>[21, 22]</sup>, 在此环境条件下, 土壤含水量很高. 但在全球温度升高的状况下, 土壤有机质将加快分解速度, 土壤水分因冻结期受温度升高变得短暂, 使其贮存能力缩短; 另外, 受温度升高的影响, 地表蒸发能力加大, 若降水仍保持目前的水平, 或说变化不大的状况下, 土壤水将明显减少, 势必对高寒草甸植被生产力的提高造成一定影响.

#### 参考文献(References):

- [1] Li Yingnian, Zhang Jinghua. The influences of winter-springs air temperature change on grassland productivity in Haibei at Qilian mountain [J]. Plateau Meteorology, 1998, 17(4): 443 - 446. [李英年, 张景华. 祁连山海北冬春气温变化对草地生产力的影响[J]. 高原气象, 1998, 17(4): 443 - 446.]
- [2] Li Yingnian, Shen Zhenxi, Zhou Huakun. The corresponding analysis between soil moisture and main vegetation types of the Mat-Cryic cambisols at different topographic position in Haibei area [J]. Journal of Mountain Science, 2001, 19(3): 220 - 225. [李英年, 沈振西, 周华坤. 寒冻雏形土不同地形部位土壤湿度及其与主要植被类型的对应关系[J]. 山地学报, 2001, 19(3): 220 - 225.]
- [3] Shen Yongping, Liu Guangxiu, Ding Yongjian, et al. Impact of soil moisture variation on grassland ecological environment in the source region of the Yangtze River [J]. Advance in Earth Sciences, 1998, 12(Suppl.): 79 - 84. [沈永平, 刘光琇, 丁永建, 等. 长江源区土壤水分对草地生态环境的影响[J]. 地球科学进展, 1998, 12(增刊): 79 - 84.]
- [4] Wang Shaoling, Luo Xiangrui, Guo Pengfei. The distribution patterns of multi-annual frozen soil in Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1991, 13(2): 131 - 140. [王绍令, 罗祥瑞, 郭鹏飞. 青藏高原东部多年冻土分布特征[J]. 冰川冻土, 1991, 13(2): 131 - 140.]
- [5] Li Yingnian, Zhao Xinquan, Cao Guangmin, et al. Analysis of climate, vegetational productivity background and their correlation of Haibei Alpine Meadow Ecosystem Research Station [J]. Plateau Meteorology, 2005, 24: in press. [李英年, 赵全新, 曹广民, 等. 海北高寒草甸生态系统定位站气候、植被生产力背景的分析[J]. 高原气象, 2005, 24: 待刊.]
- [6] Li Yingnian. Simulation studies on Dynamics of soil water content in alpine meadow area [J]. Acta Agrestia Sinica, 1998, 6(2): 77 - 83. [李英年. 高寒草甸区土壤水分动态的模拟研究[J]. 草地学报, 1998, 6(2): 77 - 83.]
- [7] Zhou Youwu, Guo Dongxin, Qiu Guoqing, et al. Geocryology in China [M]. Beijing: Science Press, 2000. [周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000.]
- [8] Wang Shaoling. Frozen ground and environment in the Zoige Plateau and its surrounding mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1997, 19(1): 39 - 46. [王绍令. 若尔盖高原及其周围山地的冻土和环境[J]. 冰川冻土, 1997, 19(1): 39 - 46.]
- [9] Namias J. Proceeding of Intemational Symposium on Numerical Weather Prediction [R]. Tokyo, 1962. 615 - 627.
- [10] Liu Yongqiang, Ye Duzheng, Ji Jinjun. Effect of the soil moisture and vegetation on the climate [J]. Science in China (Series B), 1992, (4): 441 - 448. [刘永强, 叶笃正, 季劲钧.

- 土壤湿度和植被对气候的影响[J]. 中国科学(B 辑), 1992, (4): 441 - 448. ]
- [11] 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中能量交换的影响[J]. 冰川冻土, 2002, 24 (2): 109 - 115. ]
- [12] Li Shuxun, Cheng Guodong. Problems of Heat and Moisture Transfer in Freezing and Thawing Soils [M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995. [李述训, 程国栋. 冻融土中的水热输送问题[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1995. ]
- [13] Li Yingnian, Bao Xinkui, Cao Guangmin. Comparison of the earth temperature between fiborthic histosols and Mat-Crylic cambisols in Tibet Plateau [J]. Acta Pedologica Sinica, 2001, 38(2): 145 - 152. [李英年, 鲍新奎, 曹广民. 青藏高原正常有机土与草毡寒冻雏形土地温观测的比较研究[J]. 土壤学报, 2001, 38(2): 145 - 152. ]
- [14] Bao Xinkui, Cao Guangmin, Gao Yixin. Formation environment and genetic mechanism of mattic epipedon [J]. Acta Pedologica Sinica, 1995, 32(Suppl.): 45 - 52. [鲍新奎, 曹广民, 高以信. 草毡表层的形成环境和发生机理[J]. 土壤学报, 1995, 32(增刊): 45 - 52. ]
- [15] Gao Yixin, Bao Xinkui. Effect of soil freezing and thawing on soil properties on the the Qinghai-Xingzang plateau and its significance in taxonomic classification [J]. Acta Pedologica Sinica, 1995, 32(Suppl.): 168 - 176. [高以信, 鲍新奎. 青藏高原土壤冻融过程对土壤形状的影响及其在系统分类中的意义[J]. 土壤学报, 1995, 32(增刊): 168 - 176. ]
- [16] Li Yingnian, Zhao Xinquan, Zhao Liang, *et al.* A preliminary analysis of vegetation succession of Haibei alpine marsh at Qilian Mountains during recent 40 years [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 25 (3): 243 - 249. [李英年, 赵新全, 赵亮, 等. 近 40 年来祁连山海北高寒湿地植被演替的初步分析[J]. 冰川冻土, 2003, 25 (3): 243 - 249. ]
- [17] Gao Rong, Wei Zhigang, Dong Wenjie. Analysis of the cause of the differentia in interannual variation between snow cover and seasonal frozen soil in the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, 26 (2): 153 - 159. [高荣, 韦志刚, 董文杰. 青藏高原冬春积雪和季节冻土年际变化差异的成因分析[J]. 冰川冻土, 2004, 26 (2): 153 - 159. ]
- [18] Wu Qingbai, Shen Yongping, Shi Bin. Relationship between frozen soil together with its water - heat process and ecological environment in the Tibetan Plateau [J]. 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[J]. 冰川冻土, 2003, 25 (3): 250 - 255. ]
- [19] Wang Genxn, Shen Yongping, Cheng Guodong. Eco - environmental changes and causal analysis in the source regions of the Yellow River [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22 (3): 200 - 205. [王根绪, 沈永平, 程国栋. 黄河源区生态环境变化与成因分析[J]. 冰川冻土, 2000, 22 (3): 200 - 205. ]
- [20] Li Shuxun, Cheng Guodong, Guo Dongxin. The future thermal regime of numerical simulating permafrost on Qinghai - Xingzang (Tibet) Plateau, China, under climate warming [J]. Science in China (Series D), 1996, (4): 342 - 347. [李述训, 程国栋, 郭东信. 气候持续转暖条件下青藏高原多年冻土变化趋势数值模拟[J]. 中国科学(D 辑), 1996, (4): 342 - 347. ]
- [21] Wang Shaoling, Zhao Xiufeng, Guo Dongxin, *et al.* Response of permafrost to climate change in the Qinghai-Xingzang Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1996, 18 (Suppl.): 157 - 165. [王绍令, 赵秀峰, 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 (增刊): 157 - 165. ]
- [22] Li Yingnian, Bao Xinkui, Cao Guangmin. Observation of soil temperature regime in cryic-wetland at the depth of 40 ~ 80 cm at Haibei, Qilian Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22 (2): 151 - 158. [李英年, 鲍新奎, 曹广民. 祁连山海北高寒湿地 40 ~ 80 cm 土壤温度状况观测分析[J]. 冰川冻土, 2000, 22 (2): 151 - 158. ]



## Seasonal Frozen Soil and Its Effect on Vegetation Production in Haibei Alpine Meadow

LI Ying-nian<sup>1</sup>, GUAN Ding-guo<sup>2</sup>, ZHAO Liang<sup>1</sup>, GU Song<sup>1</sup>, ZHAO Xin-quan<sup>1</sup>

(1. Northwest Plateau Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining Qinghai 810001, China;

2. Studhorse Farm of Menyuan of Qinghai Province, Menyuan Qinghai 810300, China)

**Abstract:** Annual mean soil temperature at 0 to 160-cm depths is higher than 1.8 and annual mean air temperature is about -1.7 in Haibei alpine meadow. Mat-Cryic cambisols under vegetation belongs to seasonal frozen soil. Because of low air temperature, it is possible that frozen soil may form in all seasons. A stable layer of frozen soil can form from November. The frozen soil layer reaches the deepest, about 230 cm, in the period from March to April. Surface ground of the frozen soil thaws from March to April. The process of thawing also begins from the bottom of the frozen soil layer, with a lightly thawing rate. Process of thawing can last to the last ten days of June, or the first ten days of July. The seasonal frozen soil plays an active role on vegetation production in the alpine meadow. The role is: 1) The seasonal fro-

zen soil supplies an ample water resource, which compensates the precipitation not enough in the period from end of the spring to initial of the summer, for plant growth, especially, for initial nutrient growth of herbage. 2) A long-term maintenance of the seasonal frozen soil is good for plant survivor and organism remaining in soil, which migrate with soil freezing and melting. So, the seasonal frozen soil plays an important role for increasing fertility of soil. 3) High water content in soil is also good for the formation of humus, in turn; the humus offers some other organism for plant growth. 4) High water content in frozen soil increases the thermal capacity of soil, able to regulate the sequent of climate unusually oscillating. 5) Changing rate of the seasonal frozen soil has an important effect on herbage biomass.

**Key words:** alpine meadow; seasonal frozen soil; biomass of vegetation above ground; formation