

青藏高原冻土区冻土与植被的关系及其 对高寒生态系统的影响^{*}

王根绪^{①③**} 李元首^② 吴青柏^② 王一博^③

(① 中国科学院成都山地灾害与环境科学研究所, 成都 610041; ② 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; ③ 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000)

摘要 选择高寒生态系统植被覆盖度、生物生产力和土壤养分与组成结构等要素和冻土环境的冻土上限深度、冻土厚度和冻土地温等指标, 分析了冻土环境与高寒生态系统之间的相互关系, 并基于气温与冻土温度间的统计模型, 建立了高寒生态系统对冻土环境变化的响应分析模型. 通过对青藏高原昆仑山-唐古拉山区域冻土环境要素在人类工程活动与气候变化双重作用下的变化及其对高寒生态系统的影响研究, 表明青藏高原冻土环境变化对高寒草甸和高寒沼泽草甸生态系统影响强烈, 随冻土上限深度增加, 高寒草甸植被覆盖度和生物生产量均呈现较为显著递减趋势, 并导致高寒草甸草地土壤有机质含量呈指数形式下降, 土壤表层砂砾石含量增加而显著粗砂化; 高寒草原生态系统与冻土环境的关系相对微弱; 全球气候变化及其作用下的冻土环境变化导致该区域近 15 年间高寒沼泽草甸生态系统分布面积锐减 28.11%, 高寒草甸生态分布面积减少了 7.98%. 在不同气温升高的情景下, 未来 50 年, 不同地貌单元的高寒草甸生态系统对冻土环境变化的响应程度不同, 其中位于低山和平原区的高寒草甸生态系统将产生较显著的退化, 从植被覆盖度和生物生产量两方面, 定量给出了不同气候变化情境下不同典型地区和地貌单元的高寒生态系统变化特征. 未来在工程活动中采取有效的冻土环境保护措施, 对高原冻土工程稳定性和维护高寒生态系统都具有重要意义.

关键词 冻土环境 高寒生态系统 统计关系 气候变化 影响 青藏高原

在高寒环境下土的冻结和融化作用所塑造出的寒冻土壤、冷生植被群落以及与冻土有关的水热变化过程等及其在该环境下形成的协同发展着的生态系统, 就是高寒生态系统, 或称为冻土生态系统 [\[1,2\]](#).

收稿日期: 2005-06-10; 接受日期: 2005-07-28

^{*} 中国科学院百人计划项目(2004 年度)、中国科学院知识创新工程重大项目(批准号: KZCX1-SW-04)和国家自然科学基金项目(批准号: 30270255)联合资助

^{**} E-mail: gxwang@lzb.ac.cn

不同高寒地区形成的这种冻土生态系统不同,但因为冻土环境对气候变化的高度敏感性而使得冻土生态系统对气候变化异常脆弱 [2~4]。冻土对气候变化的高度敏感性及其对冻土圈生态系统的影响,是目前全球变化研究的热点问题,北极高纬度冻土地区生态系统的研究表明近年来由于气温升高而导致冻土活动层加深、生态系统各种生态要素如植被群落结构、生物生产量以及生物多样性等发生了显著变化,同时释放大量的温室气体与大量水分,引起区域水能循环系统发生深刻变化,继而对整个地球系统将产生一定影响 [3~5]。大量研究表明,全球气候变化导致的区域性冻土退化对区域生态系统产生巨大影响,其种群结构、生产力以及其他诸多生态功能均不同程度发生变化 [3,6,7]。青藏高原独特而又脆弱的低纬度冻土区高寒生态系统,对任何自然的和人为的扰动更加具有显著的响应 [1,8]。围绕冻土工程而开展的有关青藏高原冻土环境变化研究表明,由于青藏高原气温升高幅度要高于全球平均水平,导致各类冻土环境均不同程度发生了退化,活动层厚度增大,冻土地温升高、冻土分布下界抬升、面积萎缩 [9,10]。青藏高原冻土的这些变化对高原生态系统产生了何种影响?尤其是冻土分布区处于国家三江源自然保护区核心区,该问题在近年来愈来愈被广泛关注。认识青藏高原高寒生态系统与冻土环境之间的相互关系,有助于客观了解高原生态系统对全球变化的响应规律以及由此引起的一系列环境变化,也对预测分析未来气候变化对冻土环境的影响具有重要意义 [4,10]。本文力图建立青藏高原腹地冻土与高寒生态系统之间量化的相互关系,并据此分析气候变化和人类冻土工程

扰动下的冻土环境变化对高原生态环境可能产生的影响。

1 研究区域与方法

1.1 研究区域冻土及其生态系统分布概况

青藏高原多年冻土带主要集中分布在高原腹地的昆仑山至唐古拉山之间的区域,北界大致位于昆仑山以北的西大滩一带,南界位于唐古拉山以南的安多一带,南北长度沿青藏公路约 550 km。本次研究以青藏公路昆仑山-唐古拉山南坡段为主,全长 430 km,年平均气温介于-3~-7℃,根据冻土地温和活动层厚度情况,研究区域冻土类型与分布如表 1 [10~12],大部分地区冻土为具有较高含冰量的厚冰冻土,冻土地温变化较大,一般海拔越高冻土温度越低,冻土厚度也越大 [13],多分布稳定和极稳定冻土类型;河谷盆地冻土温度较高,往往形成极不稳定冻土或融区(表 1)。

研究区段的自然生态系统主要有高寒草原生态系统、高寒草甸生态系统、高寒沼泽湿地生态系统三大类型,局部在一些河谷地带分布稀疏的水柏枝高寒灌丛,在高大山体上部分布垫状与稀疏流石坡植被(表 1) [14,15]。在各类型分布区根据主要优势植物组成种的不同,进一步划分为不同亚类。其中高寒草原生态系统是由耐寒的多年生旱生草本植物或小灌木为主要植物种群所形成的高寒植被为基础的生态系统,主要分布于青藏公路沿线的西大滩至沱沱河一带海拔 4100~5100 m 的地区,是研究区域分布最广、面积最大的生态系统类型,根据建群植物种的不同,可分为紫花针茅(*Stipa purpurea*)高寒草原、青藏苔草

表 1 冻土类型与生态类型及其分布

冻土类型	I 季节冻土	II 极不稳定冻土	III 不稳定冻土	IV 热稳定过渡冻土	V 稳定冻土	VI 极稳定冻土
冻土温度/℃	$T>0$	$-0.5\leq T\leq 0$	$-1\leq T<-0.5$	$-2\leq T<-1$	$-3\leq T<-2$	$T<-3$
多年平均活动层厚度/m	>4	2.5~3.5	2.0~3.0	1.5~2.5	0.5~2.0	<0.8
冻土平均厚度/m	<5.0	5.0~30.0	30.0~60.0	30~70	50~120	>80
典型分布区	河谷融区	通天河谷地、沱沱河谷地、乌丽盆地、安多	乌丽盆地、温泉盆地、楚玛尔平原	温泉盆地、桃儿九山区、北麓河、五道梁、开心岭	昆仑山区、风火山区、唐古拉山区、可可西里、开心岭山区、不冻泉	昆仑山区、风火山区、唐古拉山区、开心岭山区
生态系统类型	稀疏高寒灌丛	高寒草原、高寒草甸	高寒草原、高寒草甸	高寒草甸、高寒沼泽草甸	高寒草原、高寒草甸	高寒草甸、垫状与稀疏流石坡植被

(*Carex moorcroftii*)草原、扇穗茅(*Littledalea racemosa*)高寒草原等。高寒草甸生态系统是以寒冷中生多年生草本植物组成的植被群落为基础, 具有适中水分条件的生态系统, 是青藏公路及建设中的青藏铁路沿线最重要的生态体系, 主要有高山嵩草(*Kobresia pygmaea*)草甸、矮嵩草(*Kobresia humilis*)草甸、藏嵩草(*Kobresia tibetica*)沼泽草甸以及杂类草草甸等类型, 分布于研究区段的五道梁、风火山、北麓河、开心岭以及雁石坪至唐古拉山的山地、宽谷阶地以及浑圆山丘, 多呈片状或带状分布。沼泽湿地生态系统由耐寒多年生湿生或湿中生草本植物建群的在地表积水或土壤过湿状态下形成的生态体系, 在研究区段主要分布于风火山、开心岭以及唐古拉山北坡一带^[16,17]。

1.2 研究方法

1.2.1 生态系统与冻土环境调查

以高寒草原、高寒草甸和高寒沼泽草甸三种主要生态系统为研究对象, 采用样带调查方法, 样带设置分三种情形, 一是按主要生态系统类型分布区域划分研究分区, 在不同生态系统分区沿垂直公路方向设置生态样带, 二是在相同生态系统类型分区中, 根据地貌单元变化部署样带; 三是在同一个地貌单元内, 依据冻土环境状况以及生态系统的主要变化形式等, 部署不同样带。样带长度根据垂直方向植物群落分布与变化、冻土条件变化情况设置为 10~20 km, 在每条样带上依据地貌形态、冻土环境特点以及植物群落类型与结构的梯度变化部署样方点, 在每点沿不同方向随机设置 100 cm×100 cm 样方 3~4 个, 样方调查内容: 植物类型、多度、群落盖度、总盖度、地上植物量以及土壤结构等, 其中地上植物量的获取依据在上述样方中随机设置的 25 cm×25 cm 小样方中的鲜草量; 调查时间选择在在植被生长旺盛的 7 月下旬至 8 月中旬, 为大部分高寒植物的花期或果期, 调查时间相差 20 d 左右期间(7 月 25 日到 8 月 15 日), 依据海北生态定位站的研究结果, 嵩草草甸地上植物量一般相差不超过 8.2%, 沼泽草甸一般相差不超过 9.3%^[16], 因此可以认为不同样方点因调查时间所导致的植物生产力差异不会对对比结果产生较大影响; 另外, 在每个样方点于 0~100 cm 深度内分

层采集土壤样品一组。

冻土环境分析指标主要选择冻土活动层厚度、冻土厚度以及冻土地温等。沿青藏公路两侧, 在上述生态调查样点, 采用 EKKO100 地质雷达探测仪和直流电极测深仪, 分别在每个样方带上以及平行公路方向连续采样 1~1.5 km, 勘测冻土上限深度、冻结层上地下水位、冻土厚度等。另外, 在进行青藏铁路工程勘探中布设的大量钻孔勘探数据中, 补充部分地点的冻土环境指标数据。在昆仑山至安多的多年冻土分布范围内, 沿青藏公路在不同冻土类型分布区布设了近 20 个冻土温度变化观测点, 从这些观测点获取冻土地温、冻土活动层厚度等数据。

为尽可能使得样方调查结果具有较好的可对比性, 根据研究区段多年冻土分布区划^[13], 在高原-河谷平原地貌分区内, 生态与冻土调查样点避开冻胀丘、热融湖塘以及河谷融区等地带, 海拔高度一般介于 4500~4650 m (表 2); 在丘陵山地以及昆仑山和唐古拉山等高大山脉分区内, 生态与冻土调查样点样点布置在海拔 4600~4800 m 范围内, 处于山坡中下段, 以减少由于样方地貌位置差异较大带来的影响。根据区域内五道梁、沱沱河以及北麓河地带已有的气象观测站数据和青藏高原降水量分布趋势的研究成果推测^[13,16,17], 研究区域降水量介于 260~290 mm 之间, 在高山区高海拔地带略有增加可达 310 mm, 总体上不同地区相差不大, 属于高寒半干旱和干旱地区。高原-河谷平原区内地表岩性以冲洪积亚砂土、砂卵石及碎石等为主, 丘陵山地以及昆仑山和唐古拉山等高大山脉分区的山坡中下段, 地表岩性以残、坡积碎石、角砾、砂、亚砂及亚黏土等为主, 从岩性上, 不同分区表层土体具有明显的相似性(表 2)。

1.2.2 实验与数据分析

对土壤样品进行粒度组成分析, 土壤有机质、全氮等植物营养成分含量分析, 这些要素的分析结果分别归并在三个土壤深度 0~20, 20~50 和 50~100 cm, 以便于进行植物根系层与深层不同样方点的对比。冻土环境以冻土上限深度(活动层厚度)和冻土厚度为主要指标, 生态特性分析包括植物群落类型、群落覆盖度、植被生产力(用单位面积植物地上部分总产量

表 2 不同生态系统分布以及调查样点分布的地貌与岩性条件 [13,15]

生态类型	冻土分区	主要地貌单元	样点高程范围/m	地表 2 m 范围内岩性特征
高寒草原	昆仑山南麓、长江源高平原-河谷平原	不冻泉谷地、楚玛尔河谷高平原、乌丽盆地、沱沱河谷平原、通天河谷平原	河谷两侧台地及高平原 4517~4648	冲洪积亚砂土、砂卵石及碎石
高寒草甸	长江源丘陵区、唐古拉山区和桃儿久山区	可可西里山、风火山北麓、开心岭、唐古拉山北麓、桃儿久山区	山地北麓或半阴坡中下部 4610~4786	碎石、角砾、砂、亚砂及亚黏土
高寒沼泽草甸	长江源丘陵区、唐古拉山区和桃儿久山区	阴坡、半阴坡中下部汇水洼地、山间碟形洼地	低洼地 4606~4712	碎石、角砾、砂、亚砂及亚黏土

表示,也可称为植物地上现存量)等为指标.各指标数据依据调查样方具有 3~4 组重复取其平均值,按照生态系统类型归类,采用统计回归分析方法,分析冻土环境指标与生态特性指标之间的相关程度及其对应相关方程.生态系统退化表现为生态系统结构与组成变化、植被覆盖度和生物生产力的下降,三者中出现其中任何一种现象都可认为生态系统发生了退化,对于特定的高寒草甸和高寒沼泽草甸生态系统而言,群落组成的变化意味着原有密生的蒿草群落被其他杂类草代替,大量调查结果表明这必然导致植被群落覆盖度下降 [17,18],在群落覆盖度不下降的情况下,生态系统的退化就可能体现为生产力的衰退,第三种情况就是覆盖度和生产力均下降.对于高寒草原而言,草地退化的主要表现形式就是荒漠化和生产力下降.据此,本次研究中描述生态系统变化特征的主要指标是植被覆盖度和植被生产力.

利用 20 世纪 80 年代中期和 2000 年两期 Landsat TM/ETM 遥感数据,在野外生态综合考察的基础上,建立了 14 类 246 个标志点的遥感解译标志库,并确定了以草地生态系统为核心的 8 大类 35 亚类遥感土地生态分类方案,通过 ARC/INFO 和 ARCVIEW 软件系统,利用 1:100000 地形图,对比分析研究区域昆仑山-唐古拉山区域 12.6 km² 范围内,在近 15 年间研究区域高寒生态系统对冻土环境变化的响应特征.

1.2.3 气候变化对冻土生态系统影响的分析模型

冻土环境对气候变化十分敏感,未来气候持续升温情境下冻土环境的持续变化对高寒生态系统将会产生何种影响,是本文研究的另一个问题.吴青柏等人建立了基于统计关系的气温变化与冻土地温变

化之间的模拟与预测模型 [12,19],利用 GCMs 模型可获得未来不同时期研究区域不同地带的可能气温变化,根据这些气温变化预测结果输入到上述冻土地温模拟模型中,可以获得未来不同气温升高情景下不同地区冻土温度变化值,然后根据冻土温度变化,结合不同典型地区不同冻土温度变化幅度可引起的冻土上限变化观测结果,利用上述获得的冻土环境要素与生态特性指标之间的回归统计关系,分析气候变化对研究区域冻土生态系统的可能影响,具体分析模型如图 1.

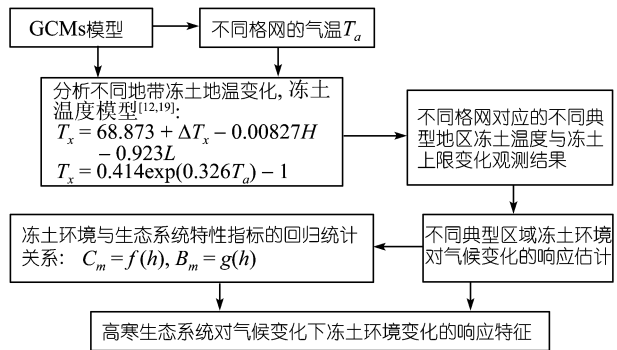


图 1 气候变化对冻土生态系统影响的分析模型

2 高寒生态系统与冻土环境间的相互关系

2.1 高寒生态系统分布与冻土环境的空间相依性

青藏高原草地生态系统的类型与分布受高原水热等生态地理条件制约,具有宏观上明显的区域分带性 [20,15],在高原的植被区划上,研究区域属于高寒草原亚区的长江源高寒草原区,其东南面比邻于青南高寒草甸区西北部,以岛状冻土和季节冻土为主

(唐古拉山区为多年冻土), 降水量 400~600 mm; 南面以唐古拉山为界, 在唐古拉山尤其是安多以南, 多年冻土消失, 降水量高于唐古拉山以北地区, 大部分地区年均降水量达到 500~700 mm, 是藏北典型高寒草甸区; 北部以昆仑山为界, 与柴达木荒漠区相接, 西邻青藏高原西部可可西里高寒荒漠草原区^[15]. 年均 400 mm 降水量等值线可以近似看作高原中部高寒草甸和高寒草原两类生态系统地理分布的分界线^[20], 高寒草原分布区域年均降水量在 150~400 mm, 唐古拉山地区是藏北高寒草甸区、青南高原高寒草甸区和高原中部高寒草原区的交汇地带^[15].

在上述宏观的高原总体生态系统分布地带性规律的背景, 周新民等研究指出^[15,16,20]: 受多年冻土和局部地形条件的影响, 局部地带土壤水分长期处于湿润甚至饱和状态, 使得研究区域所在的青藏高原中西部高寒草原带(包括研究区域所在的长江源区高寒草原带和位于黄河源区的花石峡-扎陵湖高寒草原带)发育了高寒草甸和高寒沼泽草甸. 研究区域内, 高寒生态系统的空间分布与冻土的分布区划具有很好的对应性, 高平原-河谷平原冻土区是高寒草原分布区, 而高寒草甸和高寒沼泽草甸则主要集中分布于丘陵低山和唐古拉山冻土区的北麓和半阴坡(表 2). 从各冻土分区所具有的冻土环境来看(表 3), 高寒草原所在的高平原-河谷平原冻土区, 具有相对较高的年均气温和冻土地温, 冻土厚度小于 60 m, 高含冰冻土(饱冰冻土和含土冰层)比例较小; 高寒草甸和高寒沼泽草甸分布的丘陵山区和唐古拉山等冻土区, 更加寒冷的气候以及较低的冻土地温, 形成了这些地区稳定的大厚度冻土层, 冻土厚度一般大于 50 m, 且冻土含冰量较大, 大部分地区高含冰冻土比例在 40%以上^[13]. 根据已有的气象站和青藏高原气候要素总体分布趋势推测, 绝大部分地带的降水量在 260~290 mm 之间, 南北相差不大, 在丘陵和山区随海拔高度增加降水量略有增加(表 3), 如果不考虑冻

土因素, 单纯这种干旱少雨的气候条件很难形成大范围分布的高寒草甸^[16,20]. 正是由于低山丘陵和高山地带所具有的深厚高含冰冻土(坡麓泥流堆积的土壤条件、山区降水径流汇集的水分条件以及山区低气温和低地温条件是深厚高含冰冻土发育的基础^[13]), 受冻土阻隔和地下冰的融化补给, 每当暖季冰雪消融水不能下渗, 加之山地北麓和半阴坡较弱的太阳辐射和蒸散发强度, 使得地表土壤水分含量始终处于湿润甚至饱和状态, 尤其在坡地中下部汇水洼地、山间碟形洼地, 冰雪融水大量聚集而长期积水, 因而对水分条件十分敏感的高山草甸植被就在这些区域分布并在局部汇水地带发育高寒沼泽草甸.

在研究区域, 弱蒸散发(辐射)强度、低地温、深厚高含冰冻土是高寒草甸分布的基本条件, 叠加上积水地形就成为高寒沼泽草甸的分布条件, 而低地温实际上也是高含冰冻土存在的先决条件, 因此, 满足上述条件的高山或低山丘陵坡麓和山间盆地, 无论高山区还是低山丘陵区是高寒草甸和高寒沼泽草甸分布的主要地貌部位, 具有相对一致的地形地貌和气候条件. 在研究区域宏观生物气候条件控制下, 高寒草甸和高寒沼泽草甸的分布与保障土壤水分条件的深厚高含冰冻土的存在与稳定以及地形影响下的降水量区间差异密切相关. 与研究区域相邻的唐古拉山南部藏北高寒草甸区和东部青南高原高寒草甸区等非多年冻土区域的高寒草甸生态系统的分布与变化则完全遵循高原生物气候分带规律的制约.

2.2 冻土上限深度与植被覆盖度的关系

本次研究共部署样点 56 个, 其中在高寒草甸和高寒沼泽草甸分布的 3 个低山丘陵和 2 个高山区部署样点 31 个, 在高寒草原分布区部署样方点 25 个, 与冻土环境调查数据相匹配后, 由于在有些样方点没有能够获得准确的冻土环境特征数据, 高寒草甸可以进行相关分析的有效点为 18 个, 高寒沼泽草甸仅

表 3 高寒生态系统分布与冻土环境及气候条件的关系

生态类型	降水量/mm	冻土厚度/m	高含冰冻土比例/%	年均气温/℃	年均地温/℃
高寒草原	264.8(五道梁)-276.8(沱沱河)	20.0~60.0	12.6~46.6	-4.0~-5.0	0.0~-1.5
高寒草甸	264.8(五道梁)-272.3(风火山)-310(唐古拉山推测)	50.0~120.0	38.5~68.2	<-5.0	-2.0~-4.0
高寒沼泽草甸	264.8(五道梁)-272.3(风火山)-290(雁石坪推测)	30.0~80.0	50.4~61.5	-4.5~-5.5	-1.5~-3.5

有 7 个, 高寒草原为 15 个. 根据上述样带布置原则, 在每种生态类型分布区样带上样点的布置是随机的, 除了高寒沼泽草甸外, 其他两类生态样点上经过 3~4 次样方重复的数据, 应具有较好的代表性和可对比性.

对于高寒沼泽草甸, 如图 2 所示, 依据在风火山、开心岭和雁石坪等地的沼泽草甸样点调查结果所获得 7 个可对比数据, 尽管无法获得定量的冻土与沼泽草甸生态系统之间的相关关系, 但仍然可以说明一个趋势: 高寒沼泽草甸疏干退化为草甸时, 冻土上限下降. 沼泽草甸外围地带具有明显的高寒草甸与沼泽草甸过渡带, 过渡带宽度以及沼泽草甸对于冻土上限深度的水分疏干临界值范围, 各地存在明显不同, 这可能与水分补给来源和充足程度有关. 从上述讨论中可知, 研究区域高寒草甸和高寒沼泽草甸分布于相同的地貌单元和冻土分区, 所依赖的冻土环境条件也相同, 仅仅是所处的地貌部位有所差异, 在空间分布上二者也具有密切的交互性, 调查样点不可避免地出现二者并存的现象. 图 2 中冻土上限深度大于 2.2 m 的 4 个点所代表的情形, 尽管在群落构成上存在沼泽草甸与高寒草甸的过渡特征, 从分析冻土与生态的相互关系角度, 由于冻土环境的相似性和单纯高寒沼泽草甸样点数过少, 本次研究将这种过渡带样点数据归并到高寒草甸类型中, 不再单独讨论高寒沼泽草甸生态系统与冻土环境的相关关系. 考虑到高寒沼泽草甸植被相比高寒草甸植被对水分条件更加敏感^[16], 结合图 2 的变化趋势, 可以认为

为, 高寒沼泽草甸对于冻土环境变化的响应与高寒草甸相似且更加强烈.

利用调查样点冻土环境与高寒生态系统特征数据, 进行冻土要素与植被群落覆盖度之间的统计分析, 结果表明, 冻土上限深度与高寒植被覆盖度之间的关系, 存在明显的不同生态系统间的差异, 如图 3 所示. 高寒草甸生态系统的覆盖度与冻土上限之间具有较好的统计相关性, 随冻土上限深度增加, 高寒草甸草地的覆盖度显著减小, 这种相依变化的相关系数在 0.82, 两者之间具有近似的抛物线方程关系, 呈现高寒草甸植被覆盖度随冻土上限深度增加而递减的规律, 其递减幅度在 4.0 m 以后趋于减缓. 由于两者间的关系还受地貌、土壤、冻土层岩性以及气候条件的制约, 因此可以认为两者之间的这一统计相关程度已经反映了其相互依赖的较高密切程度. 据此可以获得青藏高原昆仑山至唐古拉山南麓多年冻土分布区域, 高寒草甸(包括高寒沼泽草甸)植被群落覆盖度 C_m 与冻土上限 h 之间的统计关系:

$$C_m = 2.1379h^2 - 28.36h + 142.61. \quad (1)$$

对于高寒草甸生态系统(包括高寒沼泽湿地生态), 如前所述, 覆盖度是指示高寒草甸生态系统状态最重要的指标. 根据其生态特性, 在未受任何干扰, 生态系统保持良好状态下, 高寒草甸的植被覆盖度受水热条件和土壤条件影响而产生的变化一般介于 80%~97%, 绝大部分地带未受干扰的天然高寒草甸植被覆盖度会在 85%以上^[16~18], 覆盖度低于 50%就认为出现了较严重程度退化, 覆盖度低于 30%, 则认为出现极严重退化并呈黑土滩地. 高寒草甸与冻土环境间的关系实际上反映了气候变化下冻土条件与高寒草甸土壤水分条件之间的密切联系, 高寒草甸对于冻土环境的依赖性实际上就是高寒草甸对于土壤水分的依赖性和敏感性. 依据高寒草甸覆盖度与冻土上限深度间的关系, 当冻土环境出现退化, 上限深度在地表 3.5 m 以下, 高寒草甸草地将可能出现中度退化, 冻土上限深度在 4.5 m 以下, 高寒草甸草地将可能出现严重退化, 逐渐成为黑土滩地或草原化, 一般冻土上限深度小于 3.0 m, 高寒草甸植被群落保持较好, 具有较高的覆盖度. 但对于高寒草原生态系统, 植被覆盖度与冻土上限之间的相互关系不明显

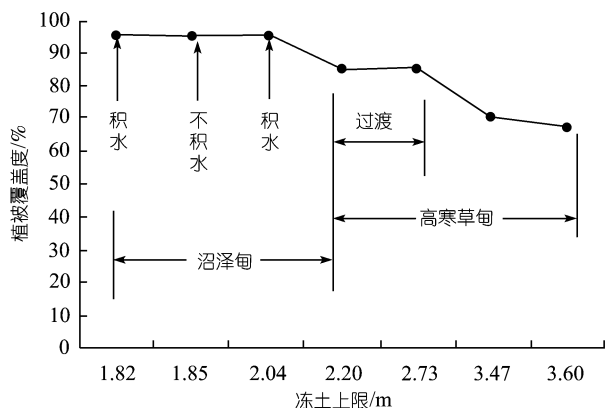


图 2 高寒沼泽草甸植被覆盖度与冻土上限深度间的关系

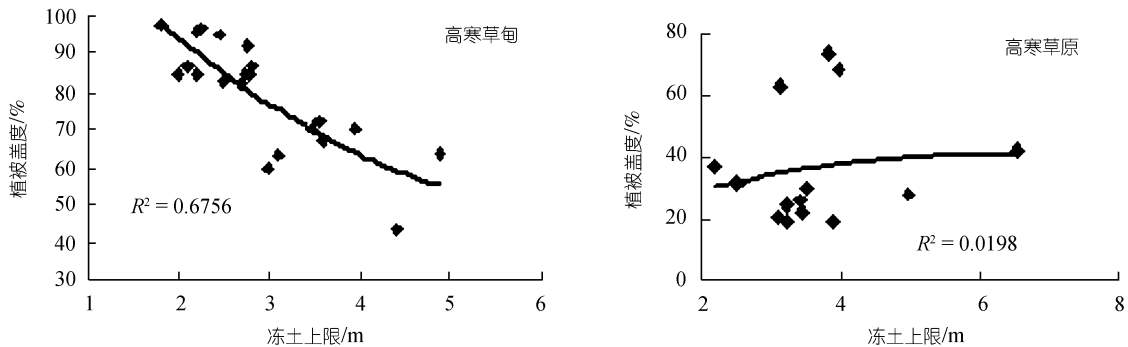


图 3 不同高寒生态系统覆盖度与冻土上限的相互关系

(图 3), 两者之间不具有明显的统计意义上的相关关系, 反映出高寒草原生态系统的分布与变化与冻土环境变化的关系不密切. 这说明了高寒草甸生态系统对于区域气候变化更加敏感, 随气候变化高寒草甸退化剧烈, 而高寒草原相对稳定.

2.3 冻土环境变化对不同生态系统土壤的影响

从土壤表层 30 cm 深度范围内的有机质含量和粒度组成变化两个角度来分析冻土环境与高寒生态系统土壤特性之间关系. 与草地覆盖相类似, 高寒草原草地土壤有机质含量大小与冻土上限深度之间没有明显的依存变化关系(图 4(a)), 大部分样点土壤有机质含量在 10.0 g/kg 以下, 在冻土上限深度轴上, 高寒草原草地土壤有机质含量分布十分分散. 但高寒草甸生态系统与此不同, 草地土壤有机质含量与冻土上限深度之间具有较为显著的负指数关系(如图 4(a)), 随冻土上限加深, 土壤活动层厚度增大, 土壤上部有机质含量减少, 尽管两者之间的相关系数只有 0.67, 但考虑到土壤有机质含量变化受土壤组成结构、地貌与气候条件等诸多因素影响, 这种关系足以说明了冻土变化对于高寒草甸土壤养分要素所具有的负影响趋势. 当冻土上限深度增加到 3.0 m 以上时, 高寒草甸植被由于活动层上层水分向深部迁移而导致植被退化、上部土壤有机质随之大量损失. 冻土上限深度在 3.5 m 以上, 在所调查的大部分高寒草甸草地样点中, 土壤有机质含量与高寒草原土壤的有机质含量相当, 表现出土壤养分的草原化趋势.

高寒生态系统变化在土壤特性上的一个重要体

现就是土壤表层粒度组成发生变化, 主要是随着植被群落盖度减小, 根系层固定土壤的能力将显著下降, 因此草地土壤就会显著粗砾化, 如图 4(b)所示, 高寒草甸草地土壤表层粒度大于 0.5 mm 的砂砾石含量随冻土上限深度增加而呈二次抛物线形式显著增加, 两者之间具有较好的正相关关系(相关系数 0.7), 高寒草原草地土壤也具有一定程度的这种变化趋势(相关系数 0.63), 说明高寒生态系统随冻土环境退化, 不仅植被覆盖度发生显著变化, 而且伴随植被群落结构变化, 草甸土壤组成结构也将发生改变. 实际上, 高寒草甸生态系统发生退化后, 一个必然发生的过程是高寒草甸土壤质量随之退化^[17,18]. 但要说明的是, 高寒生态系统土壤表层的细粒物质(粒度小于 0.01 mm)含量没有明显变化趋势(图 4(c)).

2.4 高寒生态系统地上植物量与冻土环境的关系

这里用单位面积植物群落地上生物量(高寒草甸和高寒草原地上植物现存量)来表示植被生产力状况, 如图 5 所示, 高寒草甸生态系统的地上植物群落生物量与冻土上限之间具有显著的负相关关系, 高生物量的高寒草甸分布区, 冻土上限较浅, 活动层较薄, 根系层的土壤水分和养分不易流失, 植被覆盖度高, 单位面积植物群落生物量就比较高; 伴随冻土上限下降, 根系层水分与养分随之向深部迁移, 导致植被覆盖度和群落结构发生变化, 植被生产量减少, 随冻土上限从 1.7 m 下降到 4.9 m, 地上植物量从 667 g/m² 减少到 344 g/m². 根据调查样点的回归统计分析, 高寒草甸生态系统植被生产力(地上植物量) B_m 与冻土

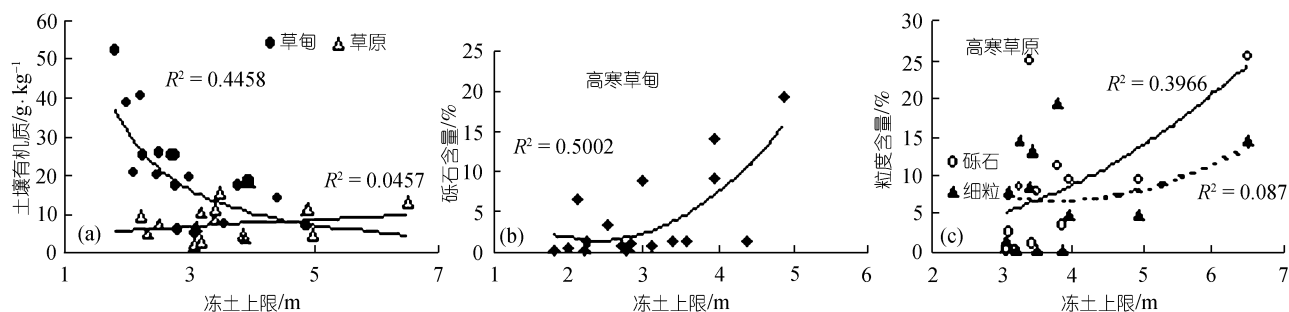


图 4 冻土上限深度与高寒生态系统土壤特性的关系

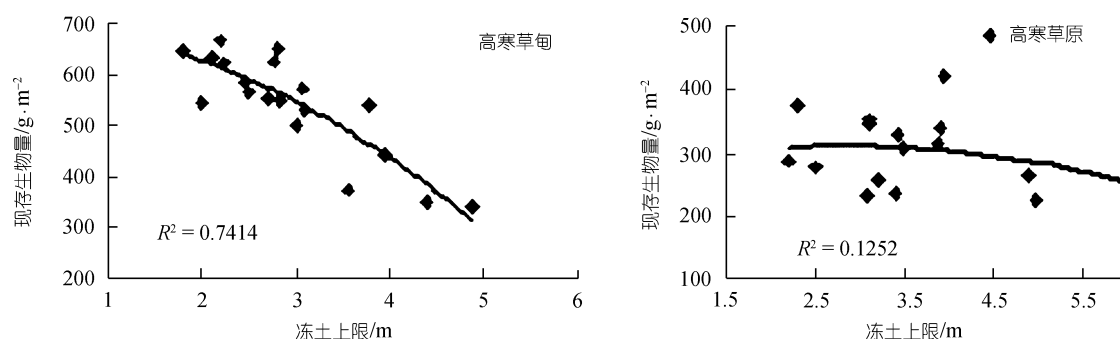


图 5 植被地上现存生物量与冻土环境的关系(测定时间: 8 月中旬)

上限深度之间具有(2)式的相关变化模式, 其相关系数在 0.86, 具体方程为

$$B_m = -14.733h^2 - 6.381h + 700.06. \quad (2)$$

对于高寒草原生态系统, 地上植物量与冻土条件没有明显关系(图 5), 无论冻土上限如何变化, 调查样点内高寒草原地上植物量变化在 227~420 g/m² 范围, 不存在明显的相依变化规律. 这与其覆盖度与冻土环境的关系是一致的, 从植被覆盖度和植被生产力两个角度充分说明冻土环境变化对高寒草原生态系统的影响微弱.

2.5 冻结层上地下水与冻土上限的关系及其对生态系统的影响

地下水对于维持高寒生态系统稳定的水分条件具有重要影响, 但冻土层上地下水分布很不均匀, 在所调查的 56 个点上, 能够查明地下水位并与冻土上限可匹配的样点只有 21 个, 大部分调查点未能揭示出地下水文分布状况. 从掌握的 21 个点的数据分析来看(图 6), 由于冻土上限实际上是冻结层上地下水

的隔水底板, 因此冻结层上地下水位埋深大小, 与冻土上限之间就具有十分明显的相互依赖关系, 尽管受到诸如地貌、含水层岩层结构与分布特性等的影响, 但两者之间具有较为显著的相关关系, 相关系数达到显著的 0.82, 随冻土上限升高, 冻结层上地下水位埋深随之变浅. 尤其是当冻土上限深度在 3.5 m 以下时, 这种情况主要发生在高寒草甸生态系统分布区, 地下水位埋深随冻土上限抬升而变浅的幅度更加显著, 而充足的水分条件对于维持高寒草甸生态系统的稳定十分重要, 这就不难理解高寒草甸生态系统更加密切依赖冻土上限深度的原因. 冻土层上水实际上是融化层重力聚集水, 与大气降水和地表水的水力联系密切^[13], 是维持高寒草甸土壤水分、尤其是保障高寒沼泽草甸土壤饱和含水量的重要水源, 因此与高寒草甸和高寒沼泽草甸生态系统的稳定关系密切. 尽管高寒草原植被覆盖度与冻土上限之间没有明显的关系, 但较高的地下水位显然对于维持高寒草原草地良好的生态功能具有重要作用.

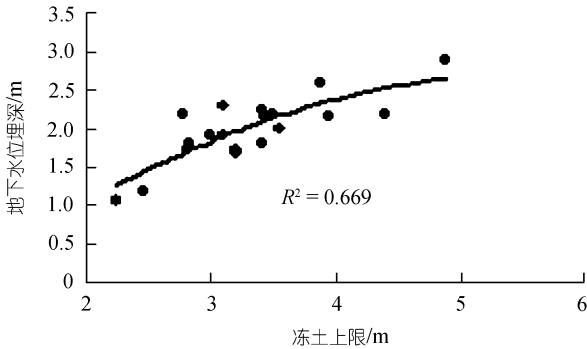


图 6 冻土上限与冻结层上地下水的相互关系

3 冻土环境变化对高寒生态系统的影响

3.1 过去 15 年来高寒生态系统的区域影响

自 20 世纪 70 年代中期开始研究区域出现明显升温趋势, 1980~2000 年间平均升温 0.5°C , 平均冻土温度升高 0.2°C [12,14,19], 在这种气候变化影响下, 冻土环境发生了显著变化, 表现在多年冻土分布下界北界向南退化 $0.5\sim 1.0\text{ km}$, 南界向北退化 $1\sim 2\text{ km}$, 多年冻土面积显著萎缩; 同时, 在中高山区冻土活动层厚度年平均增加了 $4.0\sim 8.4\text{ cm}$, 在高平原区年平均增加了 $0.8\sim 6.5\text{ cm}$, 在中地山区平均增加了 $3\sim 5\text{ cm}$ [19,21]。

对应研究区段所在的大约 12.6 km^2 区域内, 利用 1986 年和 2000 年两期 Landsat TM/ETM 遥感数据, 获得近 15 年来的生态系统的区域性变化结果列于表 4。为了更加明确地反映出生态系统变化的基本规律, 把高寒草原和高寒草甸进一步按其覆盖程度各自划分为两种和 3 种次一级类型。高寒草甸分布面积在各类覆盖度中均呈现萎缩趋势, 在近 15 年间总体上减少了 7.98%, 以覆盖度大于 70% 的高覆盖草甸面积减少幅度显著, 近 15 年间减少了 4.78%。高寒沼泽草甸对环境干扰的高度敏感性使其变化十分显著, 近 15 年间该区域沼泽草甸生态分布面积锐减 28.11%。高寒草原生态系统则与前述两者不同, 其分布面积呈现增加趋势, 尤其是覆盖度小于 30% 的低覆盖草原面积扩展了 9.95% (表 4)。高寒生态系统产生上述变化的一个显著特征就是高寒沼泽草甸的大面积萎缩, 以及高寒草甸的严重退化, 也就是说与冻土环境关系密切的高寒草甸和高寒沼泽草甸出现了显著的退

化, 而与冻土环境关系不密切的高寒草原生态系统则相对稳定并出现扩张趋势。

高寒生态系统的变化主要受 3 个方面的因素制约: 自然气候条件、冻土环境和人类活动。该区域人类活动对区域性生态系统的影响主要是畜牧业经济活动, 据调查, 以该区域主要的青海治多县、杂多县以及格尔木唐古拉山乡为例, 草地现状实际载畜量与理论载畜量相比盈余较大, 个别地区甚至高达 80% [17], 放牧对区域性草地生态变化的影响有限。研究区域气候条件的变化主要体现在气温的显著升高 (图 7) [22], 降水量在近 40 年来呈现相对稳定并略有增加的趋势。如上所述, 高寒草甸生态系统与冻土上限之间具有显著的相关关系, 决定了高覆盖高寒草甸、尤其是高寒沼泽草甸生态系统对于冻土环境变化高度敏感, 随冻土上限下降而导致高寒沼泽草甸和高覆盖高寒草甸草地退化迅速。高寒草原生态系统与冻土环境关系不密切, 但上述研究表明维持较高的冻结层上地下水位和大厚度冻土层, 对于高寒草原生态系统的稳定也有一定影响, 因此随冻土环境退化, 高覆盖的高寒草原草地也出现较明显的退化。冻土环境对气候变化响应强烈, 任何气候变化都会引起冻土环境的深刻变化, 可以认为气候变化及其作用下的冻土环境变化是导致该区域高寒生态系统变化的最主要和直接因素。

3.2 未来气候变化对冻土生态系统的影响

选择研究区域五道梁、风火山、开心岭、温泉、唐古拉山以及桃儿九山等高寒草甸 (包括高寒沼泽草甸) 分布区典型样点, 利用上述获得的回归方程 (1) 和 (2) 分析气候升温 1°C 和 2°C 两种情景下, 未来 50 年平均冻土环境变化对高寒生态系统的可能影响, 结果列于表 5。其中不同气温升高情境下未来 50 年冻土环境变化由吴青柏等人经过模拟给出 [12,19,23]。设定高寒草甸草地植被最大覆盖度为 100%, 当覆盖度 90%~100% 时认为没有变化, 80%~90% 为轻度退化, 70%~80% 为中度退化, 60%~70% 为较严重退化, 60% 以下为严重退化。

从模拟结果看, 当气温升高 1°C 的情况下, 受冻土环境变化影响, 五道梁、开心岭以及桃儿九山等区

表 4 近 15 年来昆仑山-唐古拉山段区域性高寒生态系统的变化(km²)

生态系统类型	高寒低覆盖草原	高寒中高覆盖草原	高寒低覆盖草甸	高寒中覆盖草甸	高寒高覆盖草甸	高寒沼泽草甸
1986 年	23074.45	14686.06	11495.35	12602.11	15883.53	7222.15
2000 年	25370.05	14695.03	11251.32	12465.53	15124.31	5191.85
变化率/%	9.95	0.06	-2.12	-1.08	-4.78	-28.11

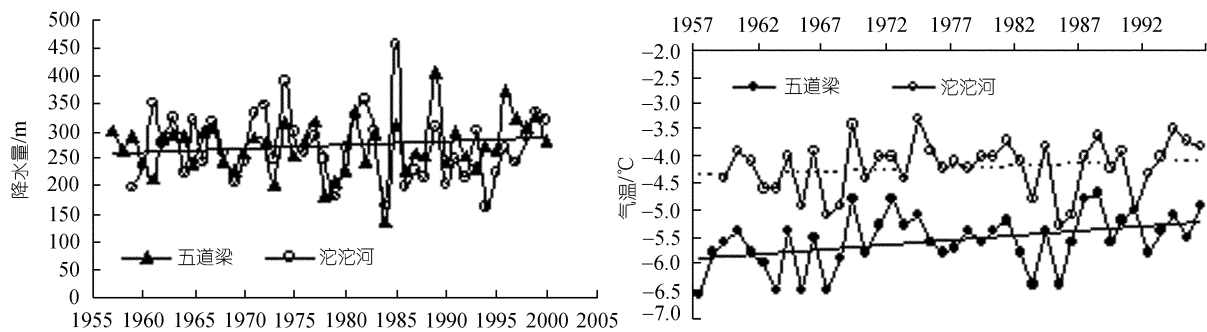


图 7 近 40 多年来研究区域气候变化特征

表 5 未来气候不同变化情境下冻土环境变化对高寒生态系统的影响

典型地区		五道梁		可可西里		风火山		开心岭		唐古拉山		桃儿九山	
地貌单元		低山及平原区	低山及平原区	中高山区	低山及平原区	中高山区	低山及平原区	中高山区	低山及平原区	中高山区	低山及平原区	中高山区	
温度升高 1℃	C_m	中度退化	轻度退化	无变化	无变化	无变化	中-轻度退化	无变化	无变化	无变化	中-轻度退化	无变化	
	$B_m/\%$	-8.44	-2.55	-	-1.52	-	-4.81	-	-1.77	-	-6.73	-	
温度升高 2℃	C_m	较严重-中度退化	轻度退化	无变化	轻度退化	无变化	中度退化	轻度退化	轻度退化	无变化	较严重-中度退化	轻度退化	
	$B_m/\%$	-10.1	-6.7	-1.64	-5.22	-1.29	-9.02	-2.73	-3.75	-1.65	-15.5	-4.52	

域的低山和高平原地带,高寒草甸(高寒沼泽草甸)将出现中等-轻度退化,草地退化趋势相对明显;其他区域以及绝大部分中高山区高寒草甸生态系统没有明显变化.表现在单位面积生物生产量的变化上,五道梁、开心岭以及桃儿九山等区域的低山和高平原地带的生物量平均下降 4.8%~8.4%,而其他如可可西里、风火山以及唐古拉山等区域低山与平原区高寒草甸生物量影响不大,平均减少幅度在 2.5%以下.当气温升高幅度达到 2℃的情况下,从高寒草甸植被覆盖度角度看,五道梁、桃儿九山地区低山与平原区的高寒草甸将出现较为严重的退化趋势,局部植被覆盖度将下降到 70%以下,开心岭地区低山和平原区高寒草甸出现中等程度退化;可可西里、风火山和唐古拉山等区域的低山与平原区的高寒草甸出现轻度程度的退化,同时,在开心岭和桃儿九山等地区的

中高山区高寒草甸也出现轻度退化趋势.从生物生产量的变化来看,气温升高 2℃时,几乎所有区域高寒草甸生态系统的生物生产力均有不同程度的影响,其中五道梁、桃儿九山地区低山与平原区的高寒草甸草地生物量下降 10%以上,可可西里、风火山和开心岭等区域低山与平原区高寒草甸草地生物量减少 5%~9%,唐古拉山区域低山与平原区和桃儿九中高山区高寒草甸草地生物量下降 3.7%~4.5%,其他区域生物量变化不显著.冻土环境随气温升高的显著变化,对高寒草甸土壤特性如有机质含量和粒度组成结构等也将产生一定程度影响,由于没有相对较好的回归统计方程,无法给予定量分析.

4 结论与讨论

(1) 青藏高原多年冻土分布区的高寒生态系统

中(非冻土区的高寒生态系统不在本文讨论中), 高寒草甸和高寒沼泽草甸生态系统与冻土环境关系密切, 随冻土上限深度增加, 高寒草甸草地的覆盖度和生物生产量均显著减小, 冻土上限深度与高寒草甸植被覆盖度和生物量之间均具有较为显著的二次抛物线型相依变化关系; 高寒草原生态系统的分布变化与冻土环境之间没有明显关系, 冻土环境变化对其生态特性(如覆盖度和生物量)的影响微弱。冻土环境在很大程度上影响高寒草甸与高寒沼泽草甸生态系统的分布与变化, 冻土退化将直接导致高寒草甸与高寒沼泽草甸生态出现显著退化, 近 15 年间高寒沼泽草甸生态分布面积锐减 28.11%, 高寒草甸生态分布面积减少了 7.98%; 反过来, 维护高寒草甸(高寒沼泽草甸)生态系统良好的生态特性, 对于保护冻土环境有重要作用。

(2) 近 40 年来青藏高原多年冻土区降水趋于增加和气温波动增加的气候变化特征, 不足以对生态系统产生较明显的直接影响, 但冻土环境对这种气候变化响应强烈。冻土环境变化对高寒生态系统土壤性质具有较大影响, 随冻土环境退化(冻土上限深度增大), 高寒草甸草地土壤有机质含量显著下降, 高寒草原和草甸草地土壤均呈现出明显的表层粗砂化。另外, 冻土厚度与高寒植被覆盖度之间具有较好的相关关系, 同时, 冻土上限深度对于冻结层上地下水水位分布具有较明显的影响, 维持较大的冻土厚度和较浅的冻结层上地下水水位对于维护高寒生态系统稳定具有明显的作用。因此, 维护冻土环境稳定, 对于保持冻土区高寒生态系统稳定、控制土地荒漠化具有重要意义。

(3) 国际IGBP的高纬度研究样带如西伯利亚和阿拉斯加等地的大量研究表明, 伴随全球气候变化, 冻土环境变化对植被生态系统产生显著而深刻影响^[2~4], 本文研究结果证明在低纬度青藏高原多年冻土区, 这种现象也存在。冻土环境对未来气候持续升温变化响应强烈, 并由此对高寒生态系统产生较大影响。基于冻土温度与气温之间的统计关系和冻土环境变化模拟模型, 可以对高寒生态系统在未来不同气候情境下的变化进行模拟分析, 研究表明, 当气温升高 1℃ 的情况下, 未来 50 年, 相当一部分位于低

山和平原区的高寒草甸生态系统将出现轻度-中度退化, 生物量也将随之出现不同程度减少, 但大部分中高山区的高寒草甸相对稳定; 在气温升高 2℃ 的情况下, 未来 50 年, 位于昆仑山-安多区域低山和平原区的高寒草甸生态系统, 绝大部分将出现中度-轻度等不同程度退化, 局部地带可能出现较严重退化, 同时一些中高山区的高寒草甸也出现轻度退化, 生物量也将不同程度减少。另外, 不合理的人类工程活动也是引起冻土环境退化的主要因素, 未来在工程活动中采取有效的冻土环境保护措施, 不仅对高原冻土工程稳定性具有深刻影响, 而且对于维护高寒生态系统也至关重要。

参 考 文 献

- 1 吴青柏, 施斌, 刘永智. 青藏公路沿线多年冻土与公路相互作用研究. 中国科学, D 辑, 2002, 32(6): 514—520
- 2 Walker D A, Jia G J, Epstein H E, et al. Vegetation-soil-thaw-depth relationships along a low-arctic bioclimate gradient, Alaska: synthesis of information from the ATLAS studies. Permafrost Periglacial Process, 2003, 14: 103—123[DOI]
- 3 McGuire A D. Environmental variation, vegetation distribution, carbon dynamics and water/energy exchange at high latitudes. J Veget Sci, 2002, 13(3): 301—314[DOI]
- 4 Christensen T R, Johansson T, Kerman H J, et al. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. Geophys Res Lett, 2004, 31: L04501[DOI]
- 5 Sazonova T S, Romanovsky V E. A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active layer thickness and mean annual ground temperatures. Permafrost Periglacial Process, 2003, 14: 125—139[DOI]
- 6 Walker D A, Weller M D. History and pattern of disturbance in Alaskan arctic terrestrial ecosystems: A hierarchical approach to analyzing landscape change. J App Ecol, 1991, 28: 244—276[DOI]
- 7 Jorgenson M T, Racine C H, Walters J C. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming in central Alaska. Clim Change, 2001, 48: 551—579[DOI]
- 8 Zhao L, Chen G C, Cheng G D, et al. Permafrost: status, variation and impacts. In: Zheng D, Zhang Q S, Shao H, eds. Mountain Geoecology and Sustainable Development of the Tibetan Plateau. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2000. 113—137
- 9 王国尚, 金会军, 林清, 等. 青藏公路沿线多年冻土变化及环境意义. 冰川冻土, 1998, 20(4): 444—450
- 10 Wu Q B, Li X, Li W J. The prediction of permafrost change along the Qinghai-Tibet Highway, China. Permafrost Periglacial Process,

- 2000, 11(4): 371–376[DOI]
- 11 程国栋, 王绍令. 试论中国高海拔多年冻土带的划分. 冰川冻土, 1982, 4(2): 1–17
- 12 Wu Q B, Zhu Y L, Liu Y Z. Evaluation model of permafrost thermal stability and thawing sensibility under human activity. Cold Reg Sci Technol, 2002, 34: 19–30[DOI]
- 13 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000. 92–360
- 14 王根绪, 姚进忠, 郭正刚, 等. 人类工程活动影响下冻土生态系统的变化及其对铁路建设的启示. 科学通报, 2004, 49(15): 1556–1564
- 15 李文华, 周兴民. 青藏高原生态系统及优化利用模式. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 19–67
- 16 周兴民. 中国嵩草草甸. 北京: 科学出版社, 2001. 188–206
- 17 王根绪, 程国栋, 沈永平. 江河源区的生态环境与综合保护研究. 兰州: 兰州大学出版社, 2001
- 18 刘伟, 王启基, 王溪, 等. 高寒草甸“黑土型”退化草地的成因及生态过程. 草地学报, 1999, 7(4): 300–307
- 19 吴青柏, 李新, 李文君. 全球气候变化下青藏公路沿线冻土变化响应模型的研究. 冰川冻土, 2001, 23(1): 1–6
- 20 周兴民, 王质彬, 杜庆. 青海植被. 西宁: 青海人民出版社, 1987. 38–145
- 21 赵林, 程国栋, 李述训, 等. 青藏高原五道梁附近多年冻土活动层冻结和融化过程. 科学通报, 2000, 45(11): 1205–121
- 22 吴青柏, 李新, 李文君. 青藏公路沿线冻土区域分布计算机模拟与制图. 冰川冻土, 2000, 22(4): 323–326
- 23 王根绪, 程国栋, 沈永平. 近 40 年来江河源区的气候变化特征及其生态环境效应分析. 冰川冻土, 2001, 23(4): 346–352