

江河源区典型多年冻土和季节冻土区水热过程对植被盖度的响应

胡宏昌^{①②}, 王根绪^{①②*}, 王一博^①, 刘光生^①, 李太兵^①, 任东兴^①

① 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000;

② 中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041

* 联系人, E-mail: wanggx@imde.ac.cn

2008-05-26 收稿, 2008-10-06 接受

国家自然科学基金(批准号: 40730634, 90151003)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411504)和中国科学院“百人计划”(2004)资助项目

Hu H C, Wang G X, Wang Y B, et al. Response of soil heat-water processes to vegetation cover on the typical permafrost and seasonally frozen soil in the headwaters of the Yangtze and Yellow Rivers. Chinese Science Bulletin, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-008-0532-x

摘要 基于青藏高原江河源区典型多年冻土和季节冻土区建立的不同植被盖度下 7 个地温和水分观测场, 对多年冻土活动层和季节冻土土壤温度和水分对植被盖度的响应分为 4 个阶段进行分析和对比研究. 结果表明: 随着植被盖度的降低, 多年冻土活动层冻结深度积分减少, 而季节冻土冻结深度积分增加; 多年冻土冻结期负值等温线和未冻结期正值等温线的最大侵入深度和持续时间随着植被盖度降低明显增加; 多年冻土活动层 20~60 cm 的土壤含水量随着植被盖度降低而减少, 而 60~80 cm 的土壤含水量反而增加, 季节冻土土壤剖面 0~120 cm 的水分含量随着植被盖度的降低而减少. 植被盖度的变化改变了冻土水热过程, 且多年冻土和季节冻土对植被盖度的响应不一致.

关键词
水热过程
植被盖度
响应
江河源区

青藏高原是地球上面积最大的高海拔冻土分布区^[1], 对全球变化响应异常敏感, 是中国气候变化的启动区和放大镜^[2], 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^[3]. 20 世纪 80 年代以来, 基于全球变化和人类工程活动的影响, 青藏高原的生态系统退化显著, 主要表现在植被退化、冰川消融、冻土退化、湿地和湖泊消失等方面^[4~6], 进而导致了土壤物理和元素特征^[7,8]、水文循环、热量过程和碳循环过程^[9]的剧烈变化.

土壤水热过程反映了土壤的干湿及热量状况, 是地气系统能量循环过程中重要的组成部分^[10~12]. 近几十年来, 青藏高原开展了大量水热过程的监测^[13~16], 研究表明冻土活动层水热状况对地表特征^[17~19]特别是植被状况^[1,20~23]响应明显, 冻土活动层水热过程和植被的关系特别是不同植被盖度对水热过程的影响成为气候变化的显著指标^[24]. 但是不同的植被盖度下土壤水热状况在青藏高原的研究仍然较少, 植被影响冻土水热状况的

作用机理和表征规律, 由于缺乏系统观测而研究不多.

本文通过分析青藏高原江河源区收集的数据, 对比研究典型多年冻土区和季节冻土区的土壤水热状况对植被盖度的响应, 探讨植被退化对冻土活动层水热过程的影响.

1 材料和方法

1.1 研究区域概况

选择青藏高原长江源区的风火山区域和黄河源区的达日县建设乡作为研究的实验区域(图 1).

风火山位于长江源区北麓河流域, 隶属青海省玉树藏族自治州曲麻莱县境, 属于典型的多年冻土区, 多年冻土和高寒草甸十分发育典型. 研究区海拔 4680~5360 m, 多年平均气温、降雨量、蒸发量、最大积雪厚度和相对湿度分别为 -5.2°C , 290.9, 1316.9 mm, 14 cm 和 57%, 多年平均地温为 $-1.5 \sim -3.0^{\circ}\text{C}$, 冻土厚度多在 50~120 m, 冻土上限为 0.8~2.5 m, 2005~

2006年的日均气温和降雨分布见图2(a)。研究区域主要土壤类型为高寒草甸土，高寒草甸植被群落主要以高山嵩草(*Kobresia Pygmaea*)、矮嵩草(*K.Humilis*)和线叶嵩草(*K.capilifolia*)等为主。

达日研究区位于青海省果洛藏族自治州达日县，达日研究区平均海拔 4000 m，属于典型季节冻土区，多年平均气温、降雨量、蒸发量分别为 -0.22°C ，546.6 和 1219.3 mm，最大季节冻结深度为 1.2~2.0 m，2005~2006 年的日均气温和降雨分布见图 2(b)。主要土壤类型为高山灌丛草甸土，以高寒灌丛草甸植被如高山柳(*Salix oritrepha*)、金露梅(*Potentilla fruticosa*)、早熟禾(*Poa pratensis*)和嵩草(*Kobresia pygmaea*)等为优势植被。

1.2 观测方法与数据采集

在风火山试验区，基于坡度为 30° 的半阴山坡，建立了植被盖度分别为 92%，65%和 30%的高寒草甸观测场 3 个，分别代表未退化、中度退化和严重退化草甸^[8]，观测场土壤物理化学性质见表 1。

在达日建设乡试验区，选择 30° 坡度的半阴山坡，建立 4 个观测场，盖度分别为 95%，70%~80%，40%~50%和 10%，95%和 40%~50%的观测场代表未退化和中度退化的高寒草甸，70%~80%的观测场代表灌丛草甸，10%的观测场代表退化严重的黑土滩^[25]，观测场土壤物理化学性质见表 2。

在上述观测场地，分别布设了 2 组土壤水分和地

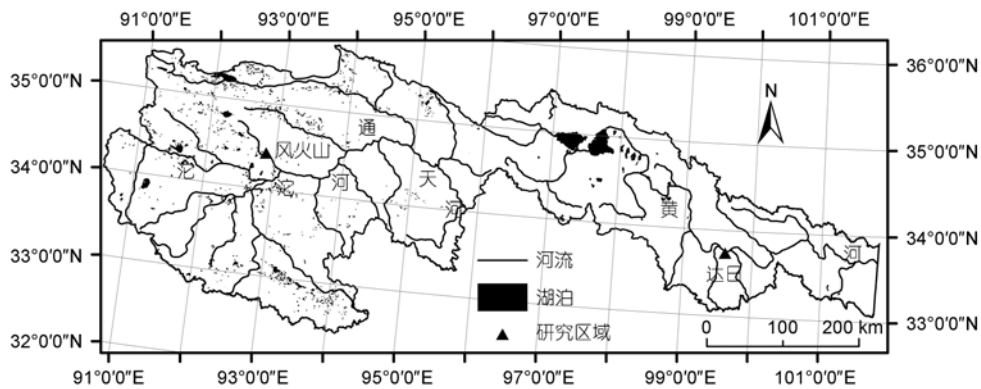


图 1 研究区域位置图

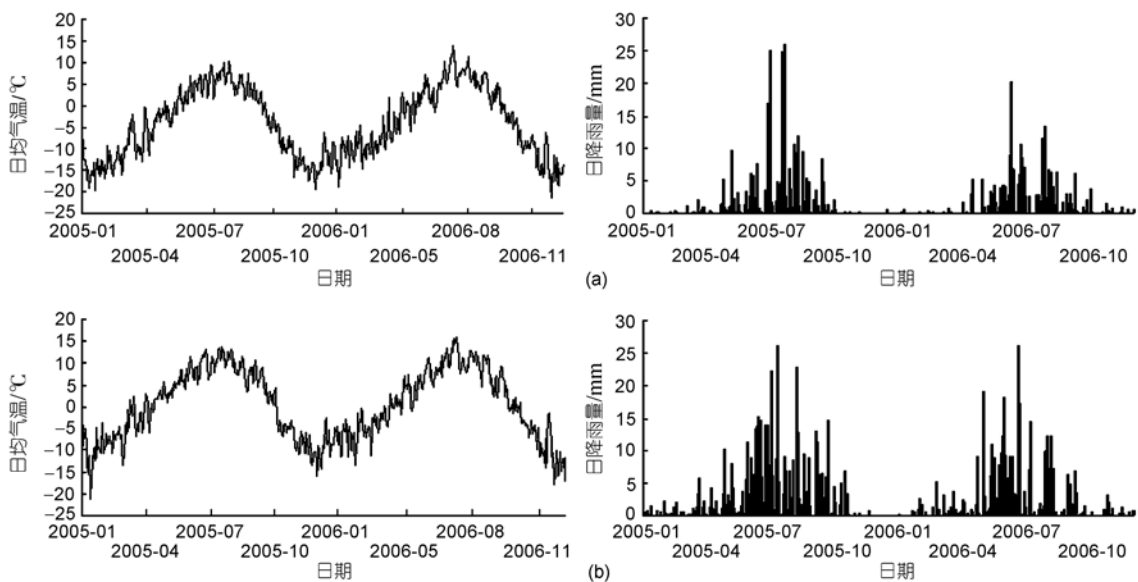


图 2 风火山(a)和达日(b)研究区 2005~2006 年日均气温和降雨

表 1 风火山多年冻土区不同植被盖度观测场土壤剖面理化特性

植被盖度(%)	深度/cm	容重/g·cm ⁻³	>0.5 mm 粒度含量(%)	<0.1mm 粒度含量(%)	有机质(%)	总 N(%)	总 P(%)	总 K(%)
92	0~10	0.8	1.15	93.3	1.10	0.26	0.065	1.74
	10~20	1.3	1.60	93.6	1.63	0.25	0.050	1.74
	20~40	1.3	11.65	61.8	1.38	0.17	0.058	1.71
65	0~10	0.9	1.45	93.2	1.91	0.34	0.051	1.75
	10~20	1.1	2.85	92.9	1.04	0.20	0.061	1.77
	20~40	1.2	7.20	72.4	1.10	0.19	0.061	1.80
30	0~10	1.2	4.95	93.1	0.66	0.17	0.056	1.83
	10~20	1.5	11.30	85.4	0.25	0.13	0.064	1.74
	20~40	1.4	17.95	61.2	0.43	0.04	0.055	1.85

表 2 达日季节冻土区不同植被盖度观测场土壤理化特性

植被盖度(%)	植被类型	容重/g·cm ⁻³	含水量/0~10 cm		有机质(%)	总 N(%)
			重量(%)	TDR(%)		
95	嵩草草甸	1.528	62.21	41.90	1.33	0.26
70~80	灌丛草甸	1.291	43.18	33.47	1.91	0.32
40~50	嵩草草甸	1.102	43.73	45.51	1.10	0.17
10	黑土滩	1.546	25.86	28.93	1.02	0.07

温观测剖面，系统开展土壤剖面水热过程的观测。土壤温度的采集采用中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室研制的热敏电阻传感器，用美国Fluke公司生产的万用表(Fluke 180 系列)读取电阻值，计算土壤温度。传感器的适用范围为-40~50℃，系统精度为±0.02℃^[25]。

土壤含水量的采集采用荷兰Eijkelamp公司生产的频域反射仪(FDR)，利用电磁脉冲原理，根据电磁波在介质中传播频率来测量土壤的表观介电常数，从而计算土壤体积含水量，系统精度为±2%^[25,26]。

风火山研究区热敏电阻传感器埋设深度为 20, 30, 40, 55, 65, 85 和 120 cm，FDR 的埋设深度为 20, 40, 65 和 120 cm，观测时间为 2005 年 8 月 1 日~2006 年 9 月 30 日，风火山研究区 65%植被盖度观测场的土壤水分数据未采用。达日研究区热敏电阻传感器埋设深度为 10, 30, 50, 80, 100 和 150 cm，FDR 的埋设深度为 10, 30, 50 和 80 cm，观测时间为 2005 年 11 月 15 日至 2006 年 11 月 15 日。2 个试验区的观测频率都为每日一次。

1.3 分析方法

土壤热状况用地温来反映，本文研究引入了等温线最大侵入深度和冻结深度积分两个概念。等温线最大侵入深度是该温度在活动层存在的最大深度，等温线图上表示为该等温线深度的最大值，用来反应土壤的热量状况；冻结深度积分是冻土深度随时

间的积分，等温线图上表示为 0℃等温线包围的面积，反映土壤的冻结时间和深度。土壤水分状况，用不同深度的土壤未冻水含量来反映，基于土壤水分等值线图和散点图来描述土壤水分的变化过程。

2 实验结果和对比分析

2.1 多年冻土活动层水热过程对植被盖度的响应

风火山多年冻土区活动层的冻结期为 10 月至次年 6 月，基于活动层的冻融状态，将土壤水热过程分成 4 个阶段进行分析。冻结过程期(10 月中旬~12 月底)：土壤剖面正在冻结的阶段；冻结期(1 月初~4 月底)：土壤剖面处于完全冻结状态的阶段；融化过程期(5 月初~7 月上旬)：土壤剖面正在消融的过程阶段；未冻结期(7 月中旬~次年冻结过程期)：土壤剖面处于消融状态的阶段^[27]。

(i) 多年冻土活动层土壤温度对植被盖度的响应。多年冻土区活动层 3 个观测场都在 10 月中旬开始冻结，植被盖度对冻结开始时间的影响很小。但随着植被盖度的变化，土壤冻结过程和持续时间发生了变化。3 个观测场的冻结剖面都存在着明显的分带特征，使得土壤冻结过程分为三层。第一个分界线保持在 60 cm 土壤深度左右，第二个分界线深度随着植被盖度的降低深度逐渐增加，土壤冻结的分带特征随着植被盖度的降低而变得不明显(图 3)。随着植被盖度的降低，土壤冻结过程更加迅速，且冻结持续时间缩短^[28]。

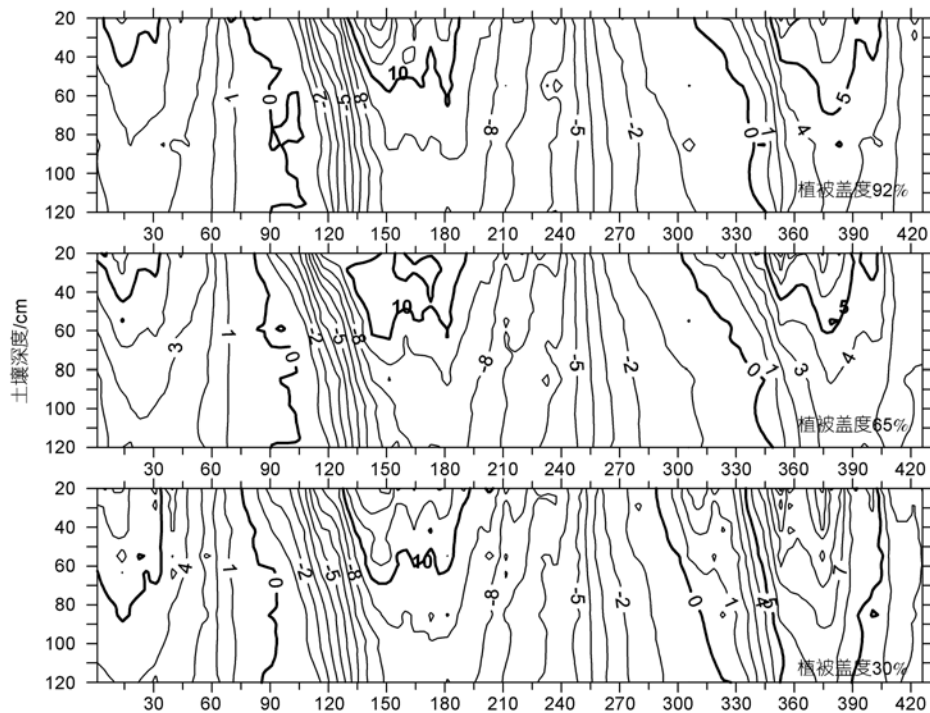


图3 多年冻土活动层土壤温度年内变化过程

冻结期整个土壤剖面的土壤温度随着植被盖度的降低而减小,负等温线的最大侵入深度和持续时间随着植被盖度降低而增大.92%,65%和30%植被盖度的 -10°C 的最大侵入深度分别为55,60和70 cm左右.

土壤开始融化时间随着植被盖度的降低而提前,92%,65%和30%植被盖度的融化时间分别为6月中旬、6月上旬和5月下旬,随着植被盖度的降低,提前10 d左右.融化持续时间和融化过程随着植被盖度的变化也发生了明显的变化,92%和65%植被盖度融化到120 cm的持续时间大致为50 d左右;而30%植被盖度融化到120 cm持续时间减少到30 d左右(图3).

土壤未冻结期,不同植被盖度下的正等温线的最大侵入深度和持续时间存在明显的差别,92%和65%盖度下 5°C 等温线的最大侵入深度和持续时间分别为60 cm和50 d;而30%植被盖度下 5°C 等温线的最大侵入深度超多了120 cm,持续时间为60 d左右(图3).随着植被盖度的降低,较高土壤温度的最大侵入深度增大和持续时间延长,这必然导致多年冻土活动层厚度的增加.

(ii) 多年冻土活动层土壤水分对植被盖度的响

应.多年冻土冻结过程前期,92%盖度草甸的土壤水分最大值出现在40 cm,且20和40 cm的土壤水分含量在整个土壤剖面中都较大;30%盖度草甸的土壤水分最大值出现在120,20 cm的土壤水分含量在整个土壤剖面中最小.冻结过程末期,92%盖度草甸整个土壤剖面的水分含量约为10%~15%左右,而30%盖度草甸整个土壤剖面的水分含量约为5%左右(图4(a))^[29].

多年冻土冻结期,92%盖度草甸活动层土壤剖面的水分含量最小值约为6%,出现在60 cm左右;30%盖度草甸活动层土壤剖面的水分含量随深度增加而减少,最小值约为2%,出现在120 cm左右(图5).

多年冻土融化过程期,各层土壤水分含量急剧变化,92%盖度草甸融化过程中20 cm的土壤水分含量最大,但融化结束时40 cm的土壤水分含量最大;30%盖度草甸融化过程中40 cm的水分含量最大,融化结束时120 cm的土壤水分在很短时间内迅速增加,达到最大值.这与冻结过程期间土壤水分的含量分布和变化趋势一致(图4(b))^[30].

土壤未冻结期,2个观测场多年冻土活动层土壤剖面的水分在40和120 cm深处左右存在极大值,在60 cm左右存在一个极小值;但是未退化草甸土壤

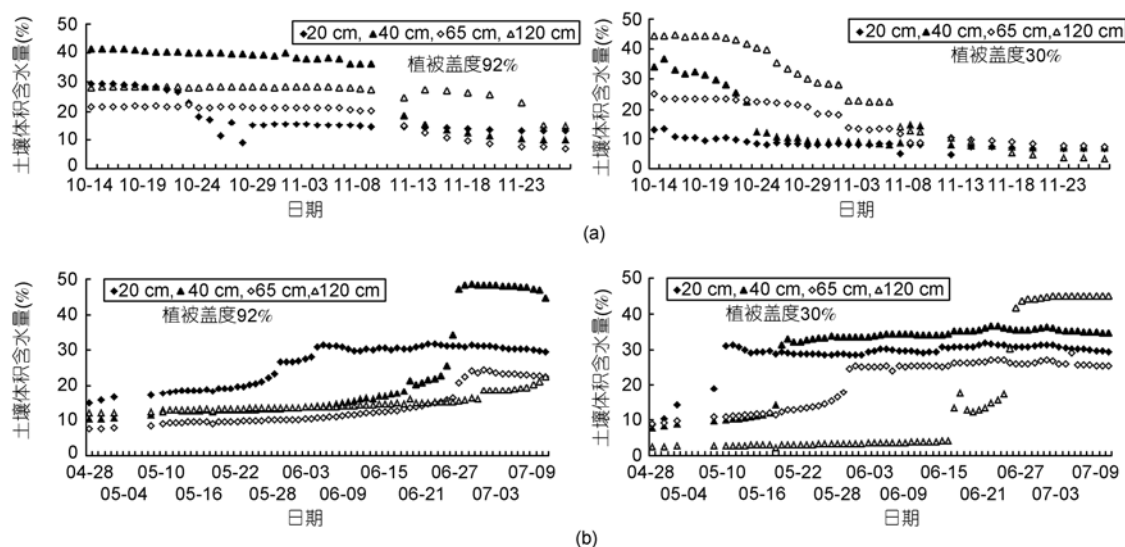


图 4 多年冻土活动层土壤冻结过程和融化过程 92%(a)和 30%盖度(b)土壤水分变化

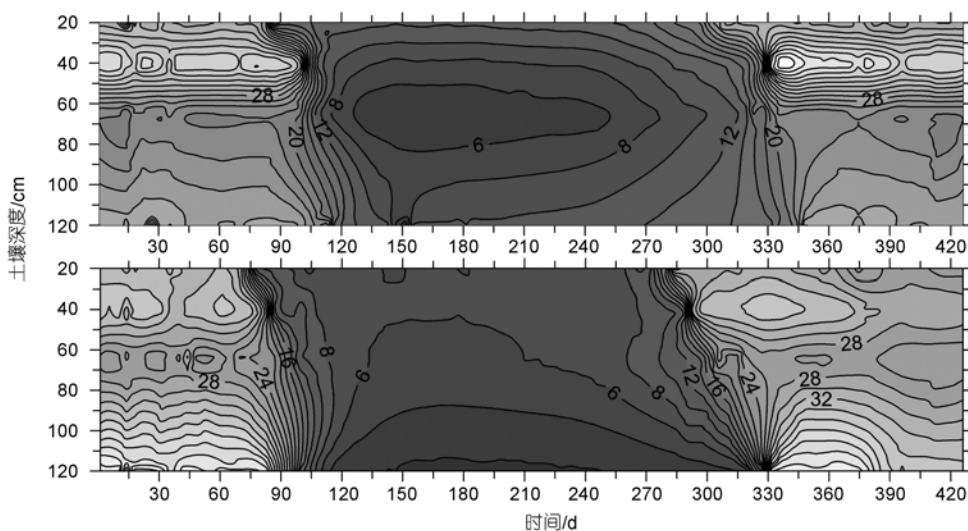


图 5 多年冻土区和 92%和 30%盖度土壤含水量年内变化过程

时间范围 2005-08-01~2006-09-30

水分的最大值出现在 40 cm, 而严重退化草甸的土壤水分的最大值却出现在 120 cm. 随着植被盖度的降低, 土壤剖面的土壤水分表现为土壤 60 cm 以上土壤水分减少, 而 60 cm 以下土壤水分增加^[31].

2.2 季节冻土水热过程对植被盖度的响应

达日季节冻土区的冻结期为 11 月至次年 5 月, 基于土壤的冻结状态, 将土壤的水热过程分为 4 个阶段: 冻结过程期(11月中旬-12月底), 冻结期(1月初-3月底), 融化过程期(4月初-5月上旬)和未冻结期(5月中旬-次年冻结过程期)^[27].

(i) 季节冻土土壤温度对植被盖度的响应. 冻

结过程期, 等温线可以看出, 随着植被盖度的降低, 冻结过程开始时间提前. 95%盖度的观测场在 11 月 15 日左右还未冻结, 11 月 22 日 10 cm 开始冻结; 但 70%~80%, 40%~50%和 10%盖度的观测场 11 月 15 日已经分别冻结到 25, 46 和 58 cm 左右. 植被盖度对冻结过程持续时间和曲线的变化有显著的影响, 随着植被盖度的降低, 冻结曲线的弧度变小, 冻结过程更加迅速, 冻结到 150 cm 需要的时间缩短; 95%盖度的观测场 4 月初达到冻结最深层 140 cm 左右, 而 10%盖度的观测场在 1 月中旬冻结到 150 cm 左右(图 6).

冻结期, 负等温线的最大侵入深度和持续时间

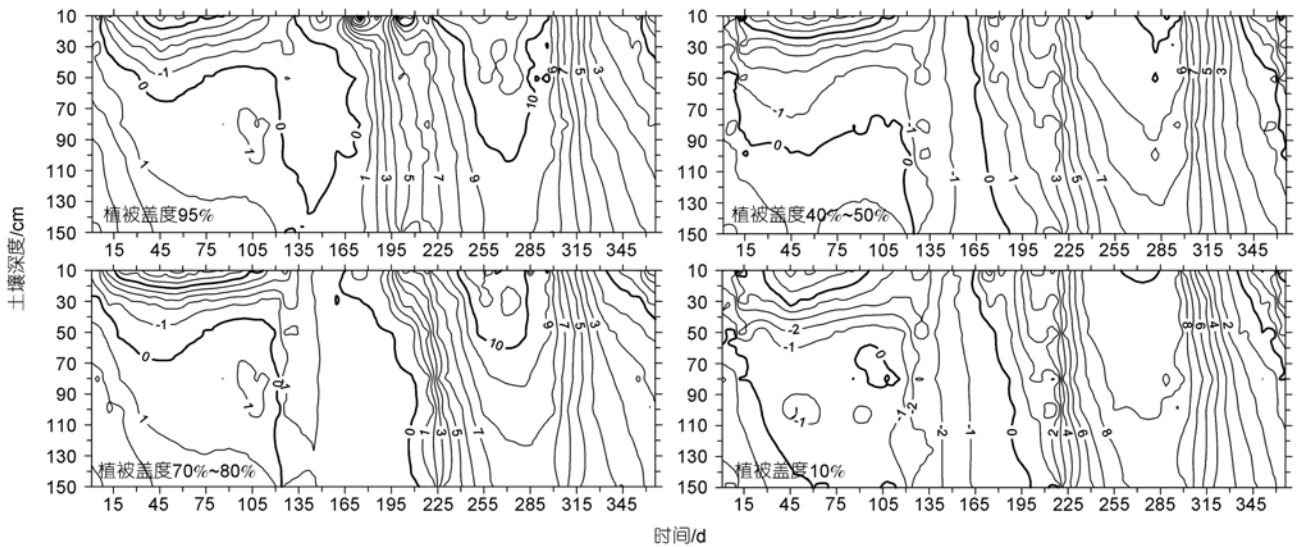


图6 季节冻土区年内温度变化过程

时间范围 2005-11-15~2006-11-15

随着植被盖度变化产生了显著的变化,这在 $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$ 等温线表现最为明显,植被盖度的减少, $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$ 等温线的持续时间和冻结深度显著增大.95%盖度土壤的最低温度为 -5°C ;而其他3个观测场的最低温度为 -7°C 左右,且在低于 -5°C 的等温线随盖度减少而发生的变化不明显.植被对冻结期的土壤有显著的保温作用,但当植被发生退化导致植被盖度降低,即使是较少的植被退化也会使植被盖度对低温($<-5^{\circ}\text{C}$)失去保护作用.

融化过程期,95%的植被盖度开始融化的时间四月初开始,比其他3个观测场融化时间提前了一个月左右.另外3个观测场的开始融化时间为五月初左右,3个观测场的融化时间随着植被盖度的降低有提前的趋势.随着植被盖度的减少,季节性冻结的融化过程由双向融化逐渐发展为单向融化,融化过程更加迅速,融化过程持续时间缩短.

未冻结期,季节冻土的未冻结期土壤温度对植被盖度变化响应显著. 10°C 及以上等温线的最大侵入深度和持续时间随着植被盖度的降低而减少.95%,70%~80%,40%~50%,10%植被盖度的 10°C 等温线最大侵入深度分别为105,60,35和15 cm左右;而持续时间分别为70,60,30,20 d左右(图6).而在植被盖度为70%~80%,40%~50%,10%的季节冻土土中, 10°C 以下等温线的最大侵入深度和持续时间随着植被盖度的减少而增大,70%~80%,40%~50%,10%盖度的 9°C 等温线最大侵入深度分别为85,90,110 cm左右, 8°C

等温线的最大侵入深度分别为125,130 cm和大于150 cm.未冻结期整个过程中95%盖度的季节冻土中的整个土壤剖面的温度都高于其他3个盖度下的土壤温度,这与其融化过程的提前相一致.

(ii) 季节冻土土壤水分对植被盖度的响应.

95%,70%~80%,40%~50%,10%植被盖度冻结前期土壤剖面最大水分含量分别为50%,45%,35%,30%左右;95%植被盖度土壤最大土壤含水量出现在10 cm,而其他3种植被盖度的最大土壤含水量都出现在80 cm左右.冻结过程中,由于植被盖度导致的前期土壤含水量的变化,土壤水分等值线随着植被盖度的减少而变得稀疏.冻结过程结束时整个土壤剖面的土壤水分含量随着植被盖度的降低明显减少,95%和70%~80%盖度的土壤含水量约为10%~20%左右,而40%~50%和10%盖度的土壤含水量约为5%~10%(图7(a)).

冻结期间,季节冻土土壤剖面上液态含水量随着土壤深度的增加而升高,剖面上的液态水体积含量也随着植被盖度的降低而减小(图8).植被减少了土壤对太阳辐射的直接吸收,减少了土壤中冰的升华和水的蒸发;同时植被抑制了冻结期间土壤温度的降低,增加了液态水的含量,使得高盖度的土壤中保存了较多的土壤水分^[15].

季节冻土融化期间,各观测场土壤剖面的含水量开始增加,土壤水分的增加呈现一个分带变化的过程(图8),同期30 cm的土壤水分在4个观测场的土

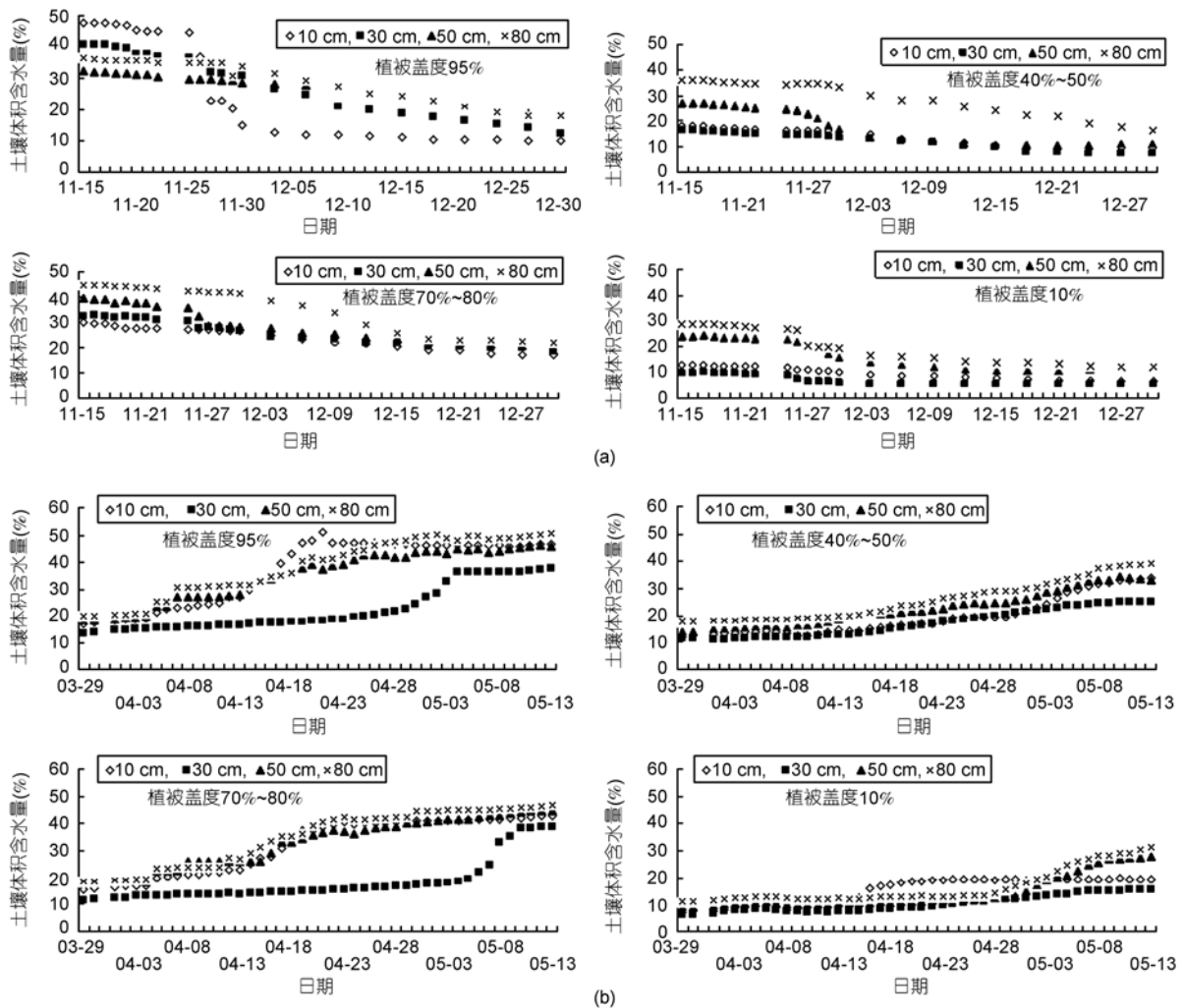


图 7 季节冻土冻结过程(a)和融化过程(b)土壤水分变化

壤剖面都处于最低值, 土壤水分的最大值出现在 80 cm, 95%, 70%~80%, 40%~50%, 10%植被盖度在融化末期土壤最大水分分别为 50%, 45%, 40%, 30%左右(图 7(b)). 融化期间土壤水含量绝大部分是土壤冻结水融化产生的, 土壤冻结阻碍了蒸发, 土壤水分损失量较少, 融化末期与冻结前期土壤水分的含量保持了很好的一致性^[31].

土壤未冻结期, 各盖度土壤水分在 80 cm 存在着一个明显的高含水层, 而在 30 cm 存在着一个明显的低含水层(图 8). 整个土壤剖面上随着植被盖度的降低, 土壤水分含量都呈现减少的趋势.

3 结果和讨论

(i) 随着植被盖度的降低, 冻结过程和融化过

程变得迅速, 季节冻土冻结开始时间和多年冻土活动层的融化开始时间显著提前, 从而形成了季节冻土冻结深度积分增加而多年冻土活动层冻结深度积分减少两种相反的趋势.

(ii) 冻结期负等温线和未冻结期正等温线的最大侵入深度和持续时间随着盖度的降低而增加; 但季节冻土融化期温度 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 等温线却随植被盖度的降低而减小, 季节冻土冻结期温度 $\leq -5^{\circ}\text{C}$ 等温线对植被盖度的响应不明显.

(iii) 多年冻土活动层土壤剖面在 40 和 120 cm 左右都存在着高含水层, 70 cm 左右为低含水层; 季节冻土在 10 和 80 cm 左右为高含水层, 30 cm 左右为低含水层.

(iv) 植被盖度的降低, 导致多年冻土活动层土

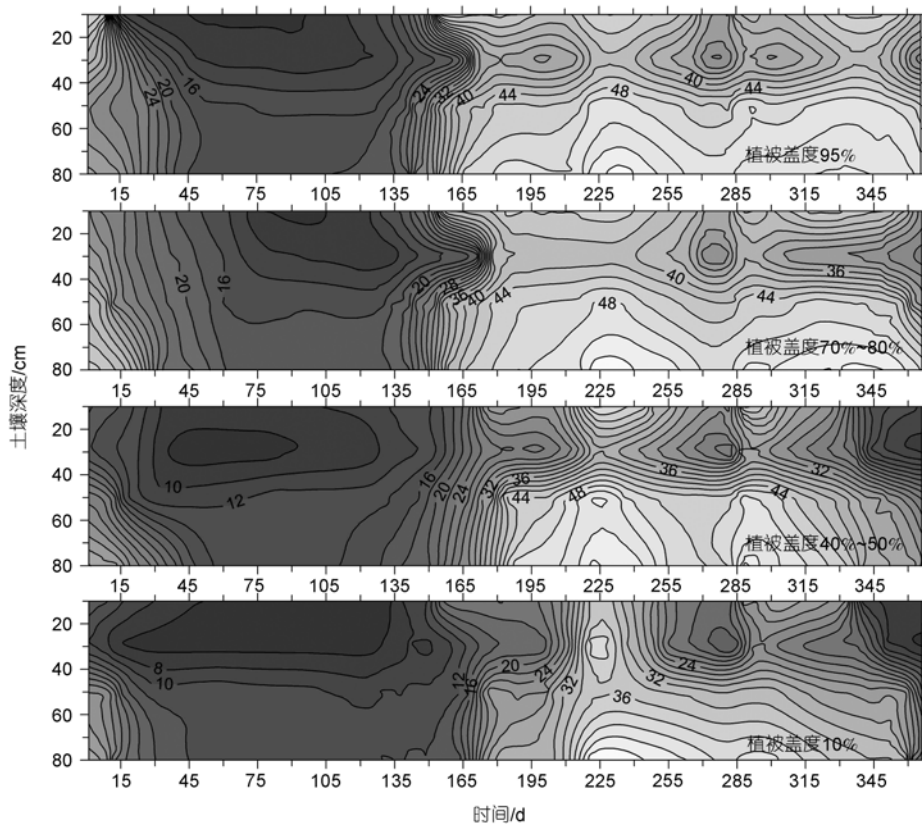


图8 季节冻土区土壤含水量年内变化过程
时间范围 2005-11-15~2006-11-15

壤剖面 20~60 cm 土壤水分减少, 60~120 cm 土壤水分含量在除了冻结期外的 3 个阶段而增加; 而季节冻土整个土壤剖面的水分含量随植被盖度的降低而减小。

参考文献

- 1 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000. 65—80
- 2 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. 科学通报, 1998, 43(6): 633—636
- 3 赵勇, 钱永甫. 青藏高原地表热力异常与我国江淮地区夏季降水的关系. 大气科学, 2007, 31(1): 145—154
- 4 金会军, 赵林, 王绍令, 等. 青藏公路沿线冻土的地温特征及退化方法. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36(11): 1009—1019
- 5 王根绪, 李元寿, 王一博, 等. 近 40 年来青藏高原典型高寒湿地系统的动态变化. 地理学报, 2007, 62(5): 481—491
- 6 王一博, 王根绪, 沈永平, 等. 青藏高原高寒区草地生态环境系统退化研究. 冰川冻土, 2005, 27(5): 633—640
- 7 Wang G X, Wang Y B, Qian J, et al. Land Cover change and its impacts on soil C and N in two watersheds in the center of the Qinghai-Tibet Plateau. Mt Res Dev, 2006, 26(2): 153—162[doi]
- 8 Wang G X, Wang Y B, Li Y S, et al. Influences of alpine ecosystem responses to climatic change on soil properties on the Qinghai-Tibet Plateau, China. Catena, 2007, 70(3): 506—514[doi]
- 9 王俊峰, 王根绪, 王一博, 等. 青藏高原沼泽与高寒草甸草地退化对生长期 CO₂ 排放的影响. 科学通报, 2007, 52(13): 1554—1561
- 10 王澄海, 师锐. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析. 冰川冻土, 2007, 29(1): 73—81
- 11 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. 冰川冻土, 2002, 24(5): 506—511
- 12 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. 山地学报, 2002, 20(5): 553—558

- 13 杨梅学, 姚檀栋, 小池俊雄. 藏北高原土壤温度的变化特征. 山地学报, 2000, 13(1): 13—17
- 14 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—1211
- 15 丁永健, 叶佰生, 刘时银, 等. 青藏高原大尺度冻土水文检测研究. 科学通报, 2000, 45(2): 208—214
- 16 Wu Q B, Liu Y Z. Ground temperature monitoring and its recent change in Qinghai-Tibet Plateau. Cold Reg Sci Tech, 2004, 38(2-3): 85—92[doi]
- 17 高荣, 韦志刚, 董文杰, 等. 20 世纪后期青藏高原积雪和冻土变化及其与气候变化的关系. 高原气象, 2003, 22(2): 191—196
- 18 Ling F, Zhang T J. Impact of the Timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic. Permafrost Periglacial Process, 2003, 14(2): 141—150 [doi]
- 19 Zhang Y S, Wang S S, Barr A G, et al. Impact of snow cover on soil temperature and its simulation in a boreal aspen forest. Cold Reg Sci Tech, 2008, 52(3): 355—370 [doi]
- 20 Gu S, Tang Y H, Gui X Y, et al. Energy exchange between the atmosphere and a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibet Plateau. Agric For Meteorol, 2005, 129(3-4): 175—185[doi]
- 21 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. 冰川冻土, 2003, 5(3): 250—255
- 22 Shur Y L, Jorgenson M T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. Permafrost Periglacial Process, 2007, 18(1): 7—19[doi]
- 23 陆子建, 吴青柏, 盛煜, 等. 青藏高原北麓河附近不同地表覆被下活动层的水热差异研究. 冰川冻土, 2006, 28(5): 642—647
- 24 Guglielmin M, Evans C J, Cannone N. Active layer thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas. A case study at Signy Island (Maritime Antarctica). Geoderma, 2008, 144(1-2): 73—85
- 25 Cheng H Y, Wang G X, Hu H C, et al. The variation of soil temperature and water content of seasonal frozen soil with different vegetation coverage in the headwater region of the Yellow River, China. Environ Geol, 2008, 54(8): 1755—1762[doi]
- 26 丁永健, 叶佰生, 刘时银, 等. 青藏高原大尺度冻土水文监测研究. 科学通报, 2000, 45(2): 208—214
- 27 Osterkamp T E, Romanovsky V E. Freezing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic. Permafrost Periglacial Process, 1997, 8(1): 23—44[doi]
- 28 Shoop S A, Bigl S R. Moisture migration during freeze and thaw of unsaturated soils: Modeling and large scale experiments. Cold Reg Sci Tech, 1997, 25(1): 33—45[doi]
- 29 Matsumoto H, Kurashige Y, Hirakawa K. Soil moisture conditions during thawing on a slope in the daisetsu mountains, Hokkaido, Japan. Permafrost Periglacial Process, 2001, 12(22): 211—218[doi]
- 30 Nyberg L, Stahli M, Mellander P, et al. Soil frost effects on soil water and runoff dynamics along a boreal forest transect: 1. Field investigations. Hydrol Process, 2001, 15(6): 909—926[doi]
- 31 库德里雅采夫 B A, 主编. 郭东信, 马世敏, 丁德文, 等译. 工程地质研究中的冻土预报原理. 兰州: 兰州大学出版社, 1992. 111—118