

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0044

DU Erji, YANG Bin, TAN Changhai, et al. Distribution characteristics and its influencing factors of active layer thickness in Tanggula area on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2022, 44(2):376-386. [杜二计, 杨斌, 谭昌海, 等. 青藏高原唐古拉地区活动层厚度分布特征及其影响因素[J]. 冰川冻土, 2022, 44(2):376-386.]

青藏高原唐古拉地区活动层厚度分布特征及其影响因素

杜二计^{1,2}, 杨斌³, 谭昌海³, 肖瑶¹, 刘广岳^{1,2}, 邹德富¹,
赵拥华¹, 吴晓东¹, 吴通华¹, 赵林⁴, 胡国杰¹,
周华云^{1,2}, 李智斌⁴, 汪易³

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院 冰冻圈科学国家重点实验室 藏北高原冰冻圈特殊环境与灾害国家野外科学观测研究站, 甘肃兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 中国地质调查局应用地质研究中心, 四川成都 610036; 4. 南京信息工程大学地理科学学院, 江苏南京 210044)

摘 要: 多年冻土区活动层的冻融过程显著影响地-气间的水热交换、地表水文过程、冰缘地貌演变及寒区工程建设。活动层厚度的空间分异规律及其空间分布的准确模拟计算是冻土学研究的基础和核心问题之一。作为青藏高原中部东西走向最大的山脉和青藏高原多年冻土的主要分布区, 唐古拉地区是青藏高原南部湿润区与北部干旱区的过渡区, 该地区的活动层厚度空间分异规律研究对于揭示青藏高原多年冻土区活动层厚度整体空间分布规律具有重要意义。利用唐古拉地区南、北坡两个区域野外实测活动层厚度分布数据, 分析了该区域活动层厚度的空间分异特征及其主要影响因素。结果表明, 活动层厚度分布的突出特点是空间分异巨大, 最小值仅为 1.2 m, 最大值达到 5.6 m。以不同植被类型区活动层的平均厚度为对比标准, 其分布特征为: 沼泽草甸 < 高寒草甸 < 高寒荒漠 < 高寒草原, 高寒草原的平均活动层厚度最大。对比南、北坡, 南坡活动层厚度普遍大于北坡。Stefan 方程的计算结果表明, 活动层厚度的变化速率随土壤含水率的变化最大, 其次为土壤热导率, 而随地表融化指数的变化最小。实测土壤含水率、探坑数据及地表融化指数与活动层厚度分布关系表明, 影响活动层厚度空间分异的最为敏感的因素为土壤含水率, 其次为土壤热导率, 地表融化指数的敏感性最小。

关键词: 青藏高原; 唐古拉地区; 活动层; 土壤含水率; 土壤热导率; 地面温度

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2022)02-0376-11

0 引言

在冻土学中, 活动层是指位于多年冻土层之上, 冷季冻结暖季融化的土层, 也可称为季节融化层^[1-2]。在野外调查与监测中, 通常把多年冻土层上覆岩土层的年内最大融化深度视为活动层厚度。活动层虽然不属于多年冻土, 但其厚度及空间分布是多年冻土分布特征及其变化的重点研究对象。多年冻土与其他圈层之间的相互作用过程都与活

动层的冻融过程有关, 如多年冻土区的陆-气水热交换过程、地表植被生长及生态演化过程、地表水分循环过程、生物地球化学循环过程及土壤成土过程等^[3], 因此对多年冻土与其他圈层相互作用机理的研究在很大程度上可归结为对活动层冻融过程的研究。活动层通过冻融循环过程控制下伏多年冻土层与大气圈的水热交换过程^[4-5]。活动层厚度较小的地区, 深部岩土层受气候波动变化的影响也

收稿日期: 2021-08-16; 修订日期: 2022-04-11

基金项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0201); 国家自然科学基金项目(41931180; 41771076; 42071094; 41690142); 中国地质调查局青藏高原自然资源要素综合观测试点项目(DD20208064)资助

作者简介: 杜二计, 工程师, 主要从事多年冻土物理勘探及活动层厚度模拟计算研究. E-mail: duerji@lzb.ac.cn

通信作者: 赵林, 教授, 主要从事多年冻土与环境研究. E-mail: lzhao@nuist.edu.cn

相对较小,多年冻土也相对容易保存。譬如在多年冻土分布下界或南界的岛状多年冻土区,多年冻土通常出现在活动层厚度较薄的沼泽草甸区域。活动层厚度分布及其冻融过程中冻融锋面的变化控制着地表水文过程^[6-7]、陆-气水热交换过程、土壤有机质分解及温室气体排放^[8-9]。有研究表明,青藏高原东部地区活动层厚度是影响1~2 m深度内土壤有机碳和氮含量的主要控制因子之一^[10]。青藏高原是中低纬度地区高海拔多年冻土分布面积最大的地貌单元,最新研究结果显示其多年冻土区面积约为 $106\times 10^4\text{ km}^2$,占青藏高原总面积的40%^[11]。青藏高原由于地处中低纬度且平均海拔在4 000 m以上,强烈的地表辐射导致多年冻土分布地带的活动层厚度普遍较厚。Luo等^[12]指出青康公路沿线活动层厚度的变化范围在1.33~4.88 m,Li等^[13]的研究结果显示青藏公路沿线活动层厚度变化范围在1.00~3.20 m。青藏高原以高山为主的地貌特征,导致多年冻土区活动层厚度存在很大空间差异,目前还缺乏全面、系统的研究成果。

唐古拉山脉是青藏高原中部东西走向最大的山脉,主体山脉海拔在6 000 m以上,南北两侧是海拔4 600~4 800 m的山麓平原。唐古拉山脉是青藏高原南北降水分界线,南部降水受印度季风影响,北部降水与西风带相关联^[14]。最高峰各拉丹冬海拔6 621 m,是唐古拉山脉现代山地冰川、多年冻土最为发育的地区之一。各拉丹冬南坡是西藏面积最大的湖泊色林错的主要补给河流扎加藏布的发源地,而北坡是长江源头沱沱河的发源地。为了调查上述两个区域内多年冻土的分布特征,包括多年冻土分布边界、多年冻土地温、地下冰及活动层厚度分布,并评估多年冻土分布及其变化对区域水资源的影响,第二次青藏高原综合科学考察项目“多年冻土对亚洲水塔的影响”专题项目组分别于2019年和2020年的10月至11月对扎加藏布上游和沱沱河源区进行了多年冻土分布特征的综合野外考察。本文利用上述两个区域野外调查数据研究了唐古拉地区活动层厚度分布特征,同时分析讨论活动层厚度空间分布的主要影响因素。

1 研究区与数据

1.1 研究区概况

本研究涉及的区域为唐古拉山脉中段的南、北坡两个区域。南坡区域位于色林错主要补给河流

扎加藏布海拔4 700 m以上的上游地区,北坡区域位于长江源沱沱河海拔4 600 m以上的上游地区(图1)。南坡区域地表植被主要为高寒草原或高寒荒漠,沼泽草甸呈现零星分布状态,集中在山体坡脚及河流两侧的汇水洼地区域。区域内多年冻土基本连续分布,在海拔4 800~4 900 m附近河流两侧局部范围内为季节冻土区^[11]。2020年钻孔测温结果显示,调查区海拔5 000 m以下多年冻土厚度在70 m以内。北坡区域主要为高寒草甸及高寒草原,沼泽草甸呈现零星分布状态,集中在山体坡脚地带。整体上,北坡植被发育要好于南坡。此外,北坡区域内多年冻土基本连续分布,在雁石坪镇、唐古拉山镇周边及沱沱河河床周边局部区域无多年冻土分布^[11]。野外钻孔岩心资料显示,在海拔4 900 m附近的沱沱河河床地带无多年冻土分布,海拔4 700 m以下出现季节冻土,多年冻土分布的最低海拔为4 654 m,据此推断唐古拉山脉中段北坡多年冻土分布下界海拔大致在4 600~4 700 m之间。位于山前冲洪积扇地带海拔5 000 m附近的钻孔岩心记录显示,多年冻土厚度在70 m以内,与南坡色林错上游地区的最大多年冻土厚度相近。

根据南坡安多、北坡沱沱河及唐古拉垭口三个气象站(场)2005—2017年的降水、气温监测资料,调查区整体的气温、降水分布规律表现为唐古拉南坡气温较北坡高,降水较北坡多。此外,气温随海拔增加而明显降低,降水随海拔增加有增多的趋势(表1)。

1.2 活动层厚度及水分数据

活动层厚度利用探地雷达(GPR)探测获取。GPR系统为MALA ProEx,探测天线为中心频率100 MHz分离式非屏蔽天线。具体探测方式是在每个调查点布设50 m长度的剖面,根据地表植被及土壤水分条件特征,选取1 m、2 m、3 m、4 m等不同天线间距,以步长0.2 m的等天线距法探测活动层冻融界面的传播时间。对传播时间无明显变化的探测剖面,采用往复宽角法获取电磁波传播速度;对传播时间有明显变化的探测剖面,利用多天线距法计算电磁波传播速度^[15]。最后,利用传播时间GPR解译剖面与传播速度数据计算获取活动层厚度。每个调查点活动层厚度是50 m长探测剖面的平均值。研究区GPR探测剖面分布如图1所示,共布设GPR剖面72条,海拔覆盖范围在4 600~5 200 m之间。其中16个调查剖面位于唐古拉南坡扎加藏布

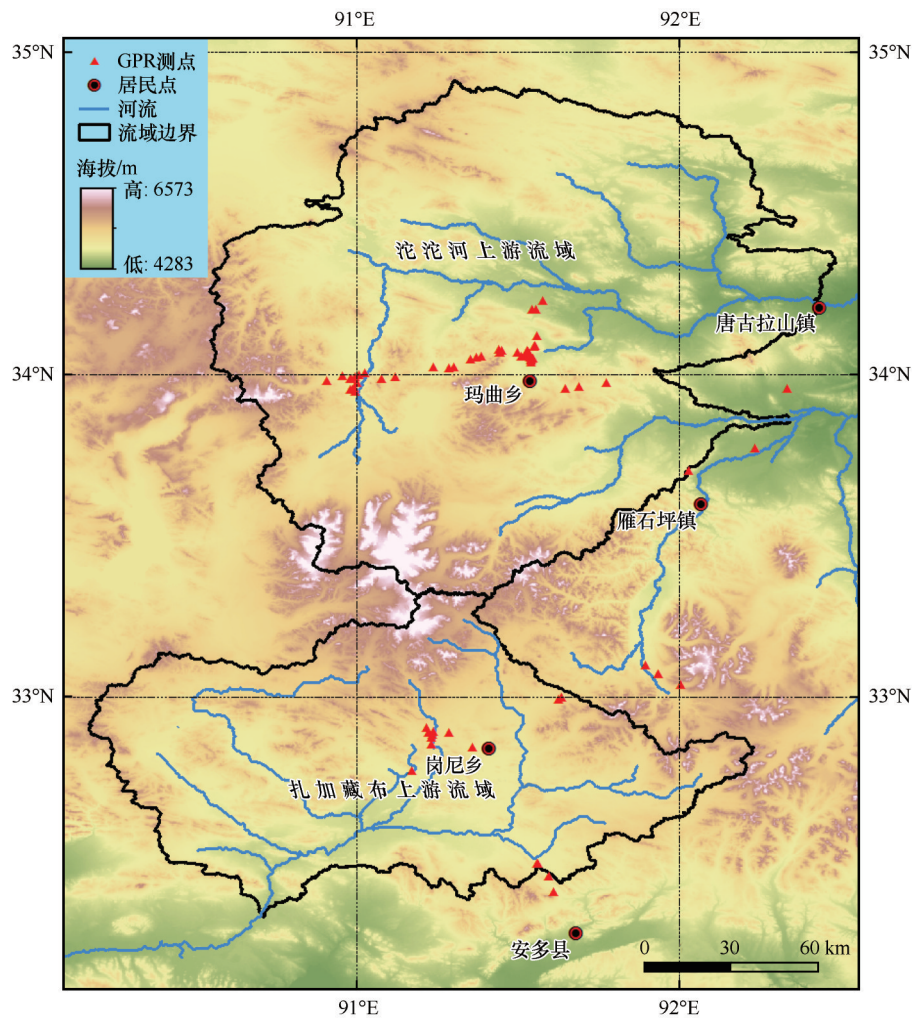


图1 研究区域
Fig. 1 Map showing the study area

表1 唐古拉地区三个气象站(场)的气温和降水对比

Table 1 Comparison of air temperature and precipitation at three meteorological stations in Tanggula area

气象站(场)	海拔/m	年平均气温/℃	7月平均气温/℃	1月平均气温/℃	年平均降水量/mm	年最大降水量/mm	年最小降水量/mm
沱沱河	4 533	-2.6	8.8	-14.4	254	333	160
安多	4 800	-1.4	8.7	-12.4	325	399	188
唐古拉垭口	5 044	-4.6	5.7	-15.0	363	437	227

上游流域及其边缘的青藏铁路沿线地区,其余56个剖面位于唐古拉北坡的沱沱河上游流域及其边缘的青藏公路沿线。

活动层土壤含水率(θ)利用介电常数计算获取。土壤介电常数与GPR波速存在如下关系[式(1)]。利用适用于青藏高原多年冻土区活动层土壤体积含水率与介电常数关系校准曲线[式(2)],计算获取活动层土壤体积含水率^[15]。

$$\varepsilon = \frac{c^2}{v^2}$$

(1)

$$\theta = 0.458\varepsilon^{0.26} - 0.664$$

(2)

式中: c 为真空中的电磁波速($0.3\text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$); v 为活动层内的GPR波速($\text{m}\cdot\text{ns}^{-1}$); ε 为介电常数。

1.3 地面温度数据

地面温度原始数据为美国国家航空航天局(NASA)发布的1 km空间分辨率MOD11A2和MYD11A2无云条件下的陆面温度处理产品(Version 5)(<https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/>)。该数据集为Terra卫星和Aqua卫星上搭载的MODIS传感器获取的热红外遥感数据经处理后每日4

次、8天合成的陆面温度产品,利用 HANTS 算法^[16-17]插补缺失日期数据。由于植被、积雪的影响,红外遥感获取的陆面温度与0~5 cm实际地面温度存在偏差。因此,利用唐古拉、五道梁、西大滩三个监测点5 cm深度地面温度实测数据构建其与每日4次MODIS陆面温度的多元线性回归方程,计算获取5 cm深度地面温度日均值产品序列^[11,18]。本研究采用的地面温度数据为2003—2012年的平均值正积温数据,即每年温度大于0℃地面温度的累加值。

2 活动层厚度的空间分布特征

活动层厚度的整体变化范围在1.2~5.6 m之

间。最小活动层厚度出现在唐古拉山垭口附近的沼泽草甸地区,最大活动层厚度出现在河流一级阶地的边缘地带。野外调查的72个样点中,有9个调查点的活动层厚度小于等于2.0 m,主要位于沼泽草甸地区,其中有一个调查点位于砾石层分布的典型高寒荒漠地带,活动层厚度为1.6 m[图2(c)]。野外调查获取的最小活动层厚度为1.2 m,位于北坡沼泽草甸区[图2(a)];沼泽草甸区探测获取的最大活动层厚度为3.4 m,位于南坡[图2(b)]。有10个调查点活动层厚度大于等于4.0 m,主要位于河床及河流一级阶地、河床的高寒草原及高寒荒漠地带。研究区探测得到的最大活动层厚度为5.6 m,位于北坡河流一级阶地的高寒草原区[图2(d)]。

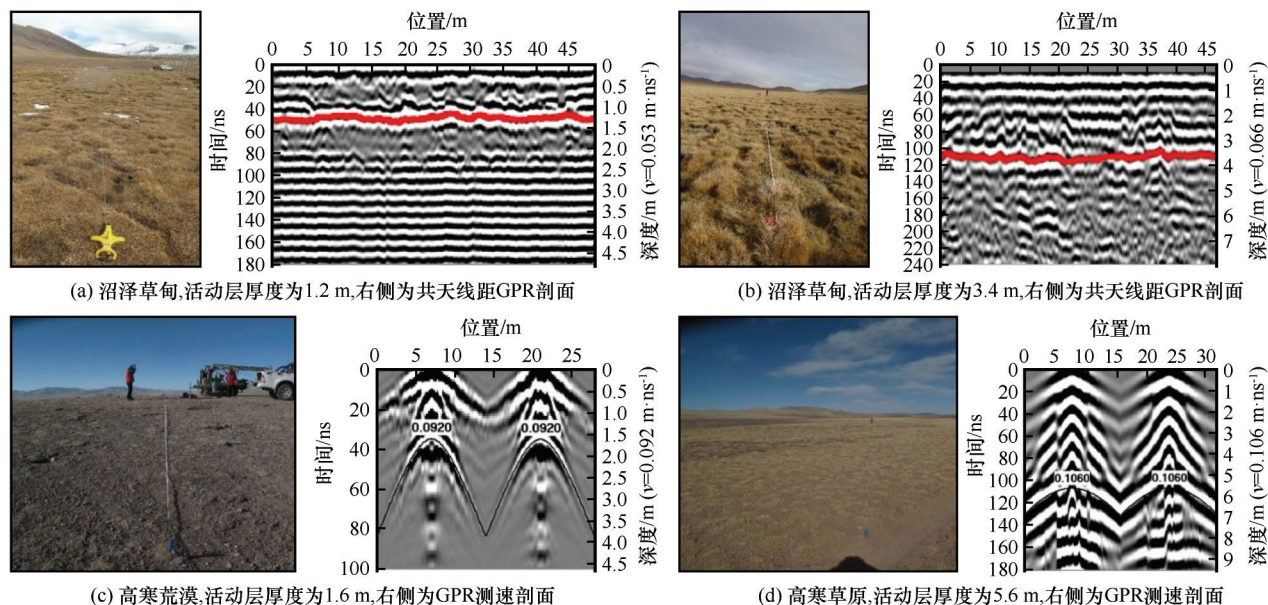


图2 典型GPR剖面图(共天线距GPR剖面中红色标记线代表活动层解译深度,GPR测速剖面中黑色抛物线顶点代表活动层解译深度)

Fig. 2 Typical GPR profiles; common offset GPR profiles for minimum and maximum active layer thickness on swamp meadow (a, b), GPR velocity profile for the minimum active layer thickness on alpine desert (c) and GPR velocity profile for the maximum active layer thickness on alpine steppe (d) (The red mark line in common offset GPR profiles and the vertex of the black parabola in GPR velocity profiles represent the interpretation depth of the active layer, respectively)

植被是活动层厚度空间分布差异最易识别的地表标志。在水分、土壤质地相同的条件下,地表植被发育较好的地区通常也是活动层较薄的区域,反之亦然。如图3所示,沼泽草甸调查样点中存在两个活动层厚度异常高值点,分别为2.6 m、3.4 m,存在一个活动层厚度异常低值点,其值为1.2 m。排除三个异常点后,沼泽草甸区活动层厚度变化范围在1.8~2.1 m之间,均值及中值为1.9 m。高寒草甸地区活动层厚度变化范围在2.1~3.5 m之间,

均值和中值分别为2.6 m和2.5 m。高寒草原地区活动层厚度变化范围在1.9~5.6 m之间,均值及中值为3.7 m。高寒荒漠地区存在一个活动层厚度异常低值点,其活动层厚度为1.6 m。排除异常点后,高寒荒漠区活动层厚度变化范围在2.3~4.4 m之间,均值和中值分别为3.2 m和3.1 m。箱线统计图显示,沼泽草甸、高寒草原及高寒荒漠样点基本呈正态分布,高寒草甸区样点分布下偏(正态分布里表现为左偏),从而导致其均值的区域代表性有偏

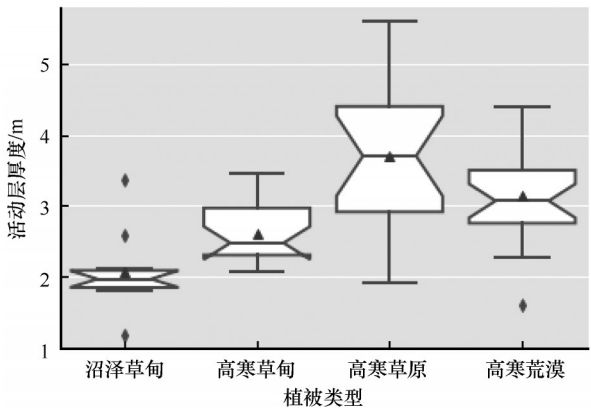


图3 不同植被类型活动层厚度分布箱线图(菱形代表异常值,三角形代表平均值,箱体内部横线代表中值线,箱体上下两侧须线分别代表除异常值外的上限与下限范围)

Fig. 3 Box diagram of active layer thickness under different vegetation types (Diamonds represent outliers, triangles represent the average number, the horizontal line at box sunk part represents median number, and the whiskers on the upper and lower sides of the box represent the upper and lower limits except for outliers)

大的可能。以不同植被类型区活动层的平均厚度为对比标准,其变化趋势为:沼泽草甸(2.1 m)<高寒草甸(2.6 m)<高寒荒漠(3.2 m)<高寒草原(3.7 m)。

以唐古拉山脉为分界线,分别统计南坡、北坡两个区域内沼泽草甸及高寒荒漠植被类型区活动层厚度分布差异(表2)。南坡沼泽草甸活动层厚度变化范围在2.0~3.4 m之间,平均活动层厚度为2.3 m,北坡沼泽草甸活动层厚度变化范围在1.2~2.6 m之间,平均活动层厚度为1.9 m;南坡高寒荒漠活动层厚度变化范围在2.5~4.1 m之间,平均活动层厚度为3.3 m,北坡高寒荒漠活动层厚度变化范围在2.3~4.4 m之间,平均活动层厚度为3.1 m。

表2 唐古拉地区南、北坡不同植被类型区的活动层厚度

Table 2 Active layer thickness of different vegetation types on the south and north slopes of Tanggula area

植被类型	坡向	数据量	活动层厚度/m		
			最小值	最大值	平均值
沼泽草甸	北坡	7	1.2	2.6	1.9
	南坡	4	2.0	3.4	2.3
高寒草甸	北坡	18	2.1	3.5	2.6
	南坡	2	3.2	3.2	3.2
高寒草原	北坡	16	1.9	5.6	3.8
	南坡	1	2.9	2.9	2.9
高寒荒漠	北坡	15	1.6	4.4	3.0
	南坡	9	2.5	4.1	3.3

整体来看,南坡活动层厚度较北坡偏大。此外统计分析南、北坡活动层厚度随海拔高度的变化规律,北坡活动层厚度随海拔降低,活动层厚度有略微增厚趋势,而南坡活动层厚度随海拔无明显相关性。罗栋梁等^[19]在巴颜喀拉山的调查结果显示,北坡活动层厚度随海拔降低增厚,而南坡二者无相关性,且认为是南坡地带活动层厚度的空间分布受局地地理因素的影响较为显著所致。

3 活动层厚度的影响因素

基于一维热传导方程的 Stefan 解析解是常用的活动层厚度计算方法^[20-22]。以下利用 Stefan 方程[式(3)]对唐古拉地区活动层厚度空间分布的主要影响因素进行分析。

$$d = \sqrt{\frac{2\lambda F}{L\theta}} \tag{3}$$

式中: d 为活动层厚度(m); λ 为融土热导率($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$); F 为地表融化指数($\text{C}\cdot\text{d}$),即地表日均温的正积温; L 为冰水相变潜热($L=3.34\times10^8\text{J}\cdot\text{m}^{-3}$); θ 为土壤体积含水率($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$)。由于 $1\text{C}\cdot\text{d}=86\,400\text{C}\cdot\text{s}$,因此式(3)在实际计算中的表达式如式(4)所示。

$$d = a \sqrt{\frac{\lambda F}{\theta}} \tag{4}$$

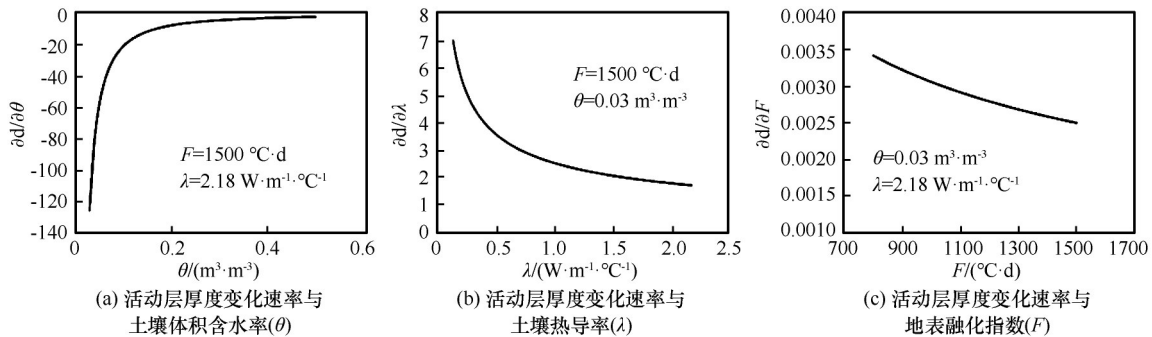
式中: a 为常数项($a\approx0.02275$)。对式(4)中 λ 、 F 及 θ 分别求偏导数,得到式(5)~(7)。

$$\frac{\partial d}{\partial \lambda} = \frac{a}{2} \sqrt{\frac{F}{\lambda \theta}} \tag{5}$$

$$\frac{\partial d}{\partial F} = \frac{a}{2} \sqrt{\frac{\lambda}{\theta F}} \tag{6}$$

$$\frac{\partial d}{\partial \theta} = -\frac{a}{2} \sqrt{\frac{\lambda F}{\theta^3}} \tag{7}$$

根据 MODIS 地面温度日均值数据产品计算唐古拉地区活动层调查点的地表融化指数变化范围在800~1 500 $\text{C}\cdot\text{d}$ 之间;活动层深度内土壤平均体积含水率变化范围在0.03~0.50 $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 之间;利用《冻土物理学》中不同土壤类型、土壤体积含水率及容重条件下融土实测热导率值,获取融土的热导率变化范围在0.13~2.18 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ 之间^[20]。以上述各参数变化范围为基准,通过式(5)~(7)计算活动层厚度(d)随土壤体积含水率(θ)、土壤热导率(λ)、地表融化指数(F)变化的变化速率来分析三个参数对活动层厚度变化的影响。从图4可以看出,活动层厚度的变化速率随土壤体积含水率的变化远远大于随热导率及地表融化指数的变化。从

图4 活动层厚度变化速率与土壤含水率(θ)、热导率(λ)及地表融化指数(F)的关系Fig. 4 Relationship between changing rate of active layer thickness and soil moisture (θ), thermal conductivity (λ) (b) and surface thawing index (F) (c)

活动层厚度随三个参数变化的变化率大小分析, 土壤水分的变化对活动层厚度的空间分异影响最大, 其次为土壤热导率, 而地表融化指数的影响最小。

3.1 水分及温度的影响

统计唐古拉地区实测活动层厚度与土壤含水率(θ)的相关性结果显示, 随着土壤体积含水率的增加, 活动层厚度显著减小。唐古拉地区不同调查点活动层土壤体积含水率的变化范围在0.03~0.50 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 之间, 土壤体积含水率空间差异导致活动层厚度空间分布差异很大。统计沼泽草甸、高寒草甸、高寒草原及高寒荒漠四种植被类型区活动层土壤含水率的平均值分别为0.348 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 、0.194 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 、0.134 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 及0.174 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 对比图3四种植被类型活动层厚度的分布趋势可以看出, 由于高寒荒漠的土壤体积含水率大于高寒草原区, 因此导致高寒荒漠区的活动层厚度整体上要小于高寒草原

区。利用式(4)的幂函数形式进行拟合, 拟合公式虽然高度显著($P < 0.0001$), 但其相关系数较小($R^2 = 0.3$) [图5(a)]。说明土壤体积含水率虽然显著地影响了活动层厚度的变化, 但并不是唯一的控制因素。统计活动层厚度与地表融化指数的相关性结果显示, 二者无明显相关性 [图5(b)]。从Stefan公式可得, 假设土壤含水率、热导率不变的情况下, 活动层厚度随着地表融化指数的增加而增加, 即二者为正相关的关系。但在自然条件下, 活动层厚度同时受到土壤含水率、热导率及地表融化指数的影响。由图4可知, 三个因子中, 地表融化指数对活动层厚度变化的敏感性最小, 从而导致地表融化指数与活动层厚度之间未能表现出显著相关。同时也说明土壤含水率的空间变化显著影响了活动层厚度的空间分异, 而地表温度或者地表融化指数的空间变化并非唐古拉地区活动层厚度空间分异的主要影响因素。

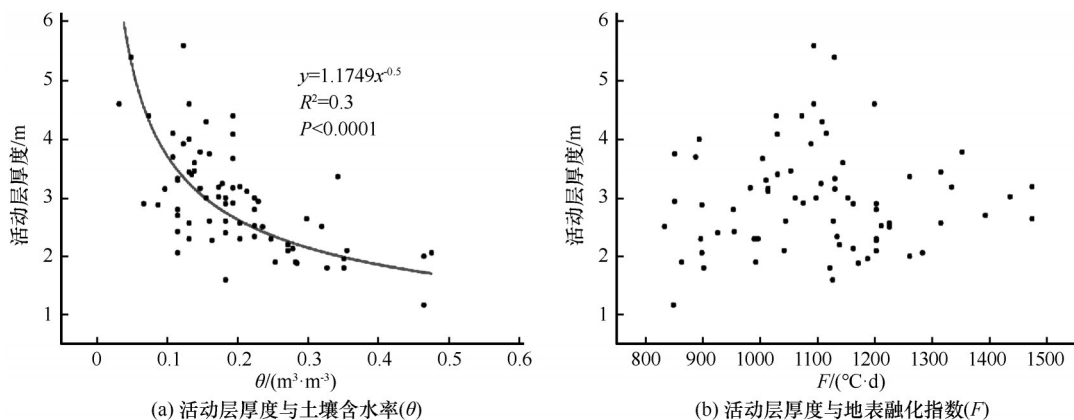


图5 活动层厚度与土壤含水率(a)及地表融化指数(b)的关系

Fig. 5 Relationship between active layer thickness and soil moisture (a) and surface thawing index (b)

3.2 热导率的影响

多年冻土分布区活动层指覆盖于多年冻土之

上, 夏季融化、冬季冻结的土层。它具有夏季从上至下单向融化的特征。活动层厚度通常指夏季的

最大融化深度。活动层厚度除了受地面温度和土壤水分的影响外,同时还受已融化土层热导率的影响。热导率表征了土层传递热量的能力。热导率越大的土层,相同地面温度及土壤含水率条件下,从地表传到土层冻融界面处的热量越多,下伏冻土层的融化速率也越高,相应会导致行程更厚的活动层,反之亦然。

融土的热导率主要受土壤体积含水率及土壤质地的影响。杜宜臻等^[23]的实验测试结果表明,土壤质地越粗,风干土的热导率越大,其中泥炭土热导率最小,壤土次之,粗砂土最大。同时砂土的热导率受水分变化的影响最为显著,饱和含水率状态下,砂土的热导率是风干状态下的9倍。Kojima等^[24]的模拟计算表明,砂壤土(sandy loam)的容重越大,其热导率随土壤含水率的增加而增加的幅度越大。李毅等^[25]对粉质壤土、砂质壤土及砂土三种类型土壤的热导率与土壤体积含水率关系的测试结果表明,砂土热导率最大,且其随土壤含水率增加而增加的幅度也最大。

为了分析土壤热导率对活动层厚度分布的影响,选取研究区TA65和TA45两个调查点的探坑剖面进行对比分析。TA65位于风化残丘顶部,海拔4 936 m,地表植被为典型的高寒荒漠,活动层厚度为1.6 m;TA45位于山前冲积扇位置,海拔4 910 m,

地表植被为典型的高寒草甸,活动层厚度2.4 m。两个点利用GPR雷达波速计算获取的活动层土壤含水率同为 $0.183 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$,但其活动层厚度相差0.8 m。利用MODIS地面温度产品提取TA65和TA45所在像元(空间分辨率为1 km)的正积温分别为 $1\,126 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ 和 $925 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{d}$,TA45点地面温度要明显低于TA65点,两点的正积温相差约 $200 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ 。若单从地面温度与土壤水分的角度考虑,TA45点的活动层厚度应该小于TA65。从两个探坑剖面照片可以看出,TA45以棕色的细颗粒土壤为主[图6(a)],而TA65主要为灰色的砾石层[图6(b)]。探坑剖面记录TA45主要为含砾石的粉砂土,TA65主要为大粒径的砂砾石层。利用Stefan方程计算TA45活动层热导率值为 $2.20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$,TA65活动层热导率为 $0.80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$,两点的热导率相差 $1.40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 。利用式(5)估算,在土壤体积含水率为 $0.183 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$,地表正积温在 $925 \sim 1\,126 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ 范围内, $1.40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 的热导率变化导致至少约0.77 m的活动层厚度变化;同样利用式(6)估算,在土壤体积含水率为 $0.183 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$,土壤热导率在 $0.80 \sim 2.20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 范围内, $200 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ 的正积温变化导致的活动层厚度变化最大值仅为0.28 m。因此认为,活动层厚度的空间分布除受土壤水分的影响外,另一个主要影响因素为土壤热导率。

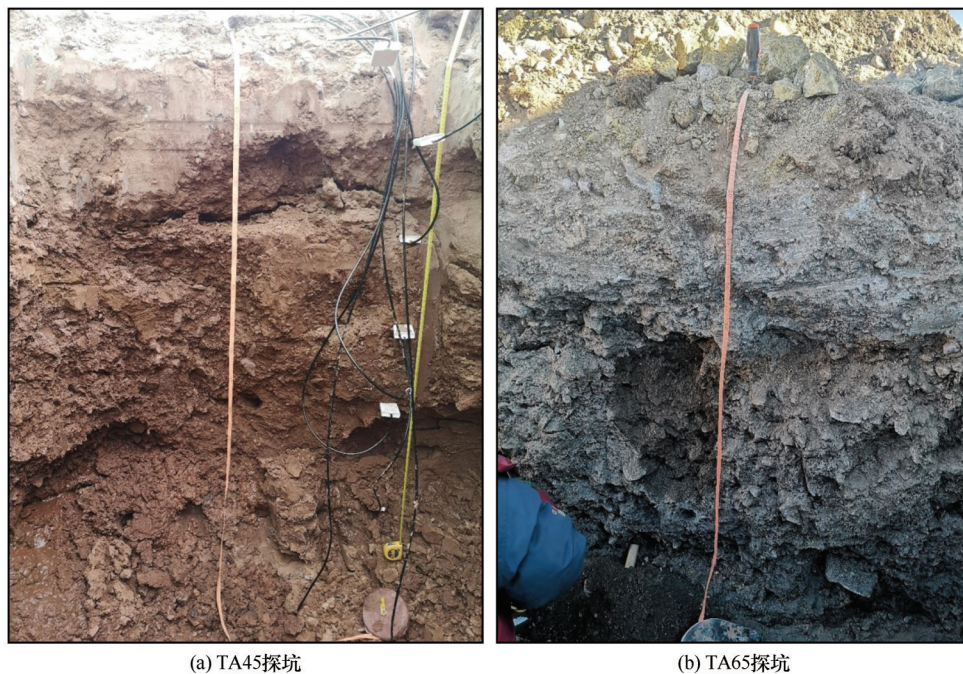


图6 TA45(a)和TA65(b)探坑剖面活动层的土壤特征

Fig. 6 Soil characteristics in active layer profile of TA45 (a) and TA65 (b) test pits

前文对比分析了唐古拉南、北坡活动层厚度分布趋势,整体上南坡活动层厚度要大于北坡地区,这与南坡气温大于北坡的整体趋势一致。如表3所示,统计南、北坡不同植被类型区的地表融化指数、土壤含水率及热导率后发现,在沼泽草甸区,南坡的地表融化指数明显大于北坡,其他植被类型区南北坡地表融化指数并无明显差异;此外南坡地区的土壤含水率和热导率整体上呈现南坡大于北坡的趋势。因此,南坡活动层厚度大于北坡的主要原因是南坡地区土壤热导率普遍大于北坡。

表3 唐古拉地区南、北坡不同植被类型区的地表融化指数(F)、土壤含水率(θ)及热导率(λ)

Table 3 Surface thawing index (F), soil moisture (θ) and thermal conductivity (λ) of different vegetation types on the south and north slopes of Tanggula area

植被类型	坡向	数据量	$F/(\text{℃}\cdot\text{d})$	$\theta/(\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3})$	$\lambda/(\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{℃}^{-1})$
沼泽草甸	北坡	7	1 114	0.313	1.96
	南坡	4	1 248	0.408	3.34
高寒草甸	北坡	18	1 142	0.197	2.25
	南坡	2	1 174	0.160	2.69
高寒草原	北坡	16	1 100	0.131	3.32
	南坡	1	1 075	0.193	2.92
高寒荒漠	北坡	15	1 092	0.154	2.45
	南坡	9	1 011	0.206	4.28

3.3 活动层厚度的模拟计算

由于影响活动层厚度的分布最为敏感的参数为土壤体积含水率及热导率,因此在模拟计算活动层厚度分布时,获取准确的土壤体积含水率及热导率数据至关重要。土壤热导率同时受土壤体积含水率及土壤质地的双重影响,且活动层分布深度内土壤层的平均热导率很难直接观测。根据土壤类型,通过土壤体积含水率、容重与热导率的经验统计公式是热导率估算的常用方法。

本研究区38个钻孔岩土样品的颗粒度测试结果显示,平均砾石(粒径 $\geq 2\text{ mm}$)含量为55.7%,沙土($0.02\text{ mm}\leq\text{粒径}<2\text{ mm}$)含量为19.5%,粉土($0.002\text{ mm}\leq\text{粒径}<0.02\text{ mm}$)含量为19.4%,黏土(粒径 $<0.002\text{ mm}$)含量为5.4%。由此可见该区域的土壤质地为高砾石含量的砂壤土为主。本研究区10个活动层调查点探坑土壤样品实验结果表明其烘干容重(ρ)变化范围为1.629~2.251 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。根据土样的颗分及容重分布情况,把10个探坑土壤类型初步划分为砂砾土。利用《冻土物理学》提供的关于砂砾土热导率实测数据^[20],统计构建如下公式。

$$\begin{cases} \lambda = a \ln \theta + b \\ a = 0.307\rho + 0.009 \\ b = 2.137\rho - 1.009 \end{cases} \quad (8)$$

式中: θ 为土壤体积含水率($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$); ρ 为土壤干容重($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)。

活动层探坑土壤热导率(λ)计算结果见表4。

利用实测 θ 及计算获取的 λ ,通过Stefan公式计算获取的活动层厚度(ALT_S)与实测值(ALT)基本一致,其残差变化范围为 $\pm 0.5\text{ m}$,均值为0,相对误差最大值为26%,平均相对误差小于10%。由此可见,当能够获取较为准确的土壤体积含水率、热导率数据,即使利用1 km分辨率MODIS地面温度数据,也不会对活动层厚度的空间分布计算产生很大误差。在未来的活动层厚度空间分布模拟计算中,需要重点研究土壤体积含水率、土壤热导率两个重要影响因子的空间分布计算及模拟问题。

4 结论

本文利用青藏高原唐古拉江湖源区多年冻土区活动层厚度野外实测资料,分析研究了该区域内活动层厚度分布的整体分布特征及其主要影响因素。调查区活动层厚度存在很大的空间变化,厚度变化范围在1.2~5.6 m之间,整体表现为沼泽草甸<高寒草甸<高寒荒漠<高寒草原。对比唐古拉地区南、北坡差异发现,南坡活动层厚度要略微高于北坡地区。

利用活动层冻融深度计算的Stefan方程中活动层厚度变化速率与土壤体积含水率、热导率、地表融化指数的关系分析结果表明,土壤体积含水率、热导率的变化对活动层厚度的计算最为敏感。唐古拉地区实测土壤体积含水率与活动层厚度的相关分析结果显示,随土壤体积含水率增加,活动层

表4 探坑热导率及活动层厚度的计算结果

Table 4 Calculation results of thermal conductivity and active layer thickness of test pits

探坑编号	$\theta/(\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$	$\rho/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	$\lambda/(\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$	$F/(^{\circ}\text{C} \cdot \text{d})$	ALT/m	ALT_S/m	残差/m	相对误差/%
TA21	0.213*	1.993	2.29	1 393	2.7*	2.8	-0.1	4
TA34	0.253	2.189	2.76	992	1.9	2.4	-0.5	26
TA41	0.203	2.251	2.74	996	2.3	2.6	-0.3	13
TA45	0.183	2.068	2.37	925	2.4	2.5	-0.1	4
TA55	0.271	1.933	2.31	1 138	2.2	2.2	0.0	0
TA62	0.203	1.971	2.34	989	2.3	2.4	-0.1	4
TA69	0.282*	1.896	2.29	862	1.9*	1.9	0.0	0
TA70	0.327*	1.733	2.09	901	1.8*	1.7	0.1	6
TA71	0.355*	1.629	1.94	1 041	2.1*	1.7	0.4	19
TA72	0.139*	2.121	2.22	1 144	3.6*	3.1	0.5	14
平均							0.0	9

注：*表示根据探坑剖面获取的 θ 和 ALT ，其余点的 θ 和 ALT 为GPR实测值。

厚度显著减小,地表融化指数与活动层厚度不存在明显的相关性变化规律。在相同土壤体积含水率条件下,热导率与地表融化指数对活动层厚度变化的影响结果表明,热导率的影响要显著高于地表融化指数或地面温度的影响。10个探坑的活动层厚度模拟计算结果表明,当提供较为准确的土壤水分、热导率数据时,利用MODIS 1 km空间分辨率的地面温度数据计算获取的活动层厚度与实测结果基本吻合。

致谢：本研究使用的野外实测数据主要来源于第二次青藏高原综合科学考察研究项目支持下的2019年色林错上游和2020年沱沱河源头多年冻土综合野外考察,期间受到项目组科考办、西藏自治区科技厅、林业和草原局的鼎力支持,在此表示衷心感谢。2020年沱沱河源区考察是与中国地质调查局应用地质研究中心联合完成的,在此对该中心野外期间的工作支持表示感谢。感谢中科院西北研究院盛煜老师对野外考察的科学规划与指导。本文初稿撰写过程中,中科院西北研究院王少昆老师给予了大量有益的修改意见,在此表示衷心感谢。

参考文献(References):

[1] Qin Dahe, Yao Tandong, Ding Yongjian, et al. Glossary of cryospheric science[M]. Rev. ed. Beijing: China Meteorological Press, 2016. [秦大河,姚檀栋,丁永建,等. 冰冻圈科学词典[M]. 修订版. 北京:气象出版社,2016.]

[2] Dobiński W. Permafrost active layer[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 208: 103301.

[3] Dobiński W. Permafrost[J]. Earth-Science Reviews, 2011, 108(3/4): 158-169.

[4] Hu Guojie, Zhao Lin, Wu Xiaodong, et al. Modeling perma-

frost properties in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau[J]. Science China: Earth Sciences, 2015, 58(12): 2309-2326.

[5] Liu Guangyue, Zhao Lin, Xie Changwei, et al. Variation characteristics and impact factors of the depth of zero annual amplitude of ground temperature in permafrost regions on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(5): 1189-1200. [刘广岳,赵林,谢昌卫,等. 青藏高原多年冻土区地温年变化深度的变化规律及影响因素[J]. 冰川冻土, 2016, 38(5): 1189-1200.]

[6] Walvoord M A, Kurylyk B L. Hydrologic impacts of thawing permafrost: a review[J/OL]. Vadose Zone Journal, 2016, 15(6) [2022-04-12]. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>.

[7] Cao Wei, Sheng Yu, Wu Jichun, et al. Soil hydrological process and migration mode influenced by the freeze-thaw process in the activity layer of permafrost regions in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Cold Regions Science and Technology, 2021, 184: 103236.

[8] Mu Cuicui, Abbott B W, Norris A J, et al. The status and stability of permafrost carbon on the Tibetan Plateau[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 211: 103433.

[9] Mu Cuicui, Abbott B W, Wu Xiaodong, et al. Thaw depth determines dissolved organic carbon concentration and biodegradability on the northern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(18): 9389-9399.

[10] Wu Xiaodong, Fang Hongbing, Zhao Yonghua, et al. A conceptual model of the controlling factors of soil organic carbon and nitrogen densities in a permafrost-affected region on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau[J/OL]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2017, 122(7) [2022-04-12]. <https://doi.org/10.1002/2016JG003641>.

[11] Zou Defu, Zhao Lin, Sheng Yu, et al. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau[J]. The Cryosphere, 2017, 11(6): 2527-2542.

[12] Luo Dongliang, Wu Qingbai, Jin Huijun, et al. Recent changes in the active layer thickness across the Northern Hemisphere[J]. Environmental Earth Sciences, 2016, 75(7): 555.

[13] Li Ren, Zhao Lin, Ding Yongjian, et al. Temporal and spatial variations of the active layer along the Qinghai-Tibet Highway in a permafrost region[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(35): 4609-4616.

[14] Duan Keqin, Yao Tandong, Wang Ninglian, et al. The differ-

- ence in precipitation variability between the north and south Tibetan Plateaus [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(5): 726-732. [段克勤, 姚檀栋, 王宁练, 等. 青藏高原南北降水变化差异研究[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(5): 726-732.]
- [15] Du Erji, Zhao Lin, Zou Defu, et al. Soil moisture calibration equations for active layer GPR detection: a case study specially for the Qinghai-Tibet Plateau permafrost regions [J]. *Remote Sensing*, 2020, 12(4): 605.
- [16] Roerink G J, Menenti M, Verhoef W. Reconstructing cloud-free NDVI composites using Fourier analysis of time series [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2000, 21(9): 1911-1917.
- [17] Xu Yongming, Shen Yan, Wu Ziyue. Spatial and temporal variations of land surface temperature over the Tibetan Plateau based on harmonic analysis [J]. *Mountain Research and Development*, 2013, 33(1): 85-94.
- [18] Zou Defu, Zhao Lin, Wu Tonghua, et al. Modeling ground surface temperature by means of remote sensing data in high-altitude areas: test in the central Tibetan Plateau with application of moderate-resolution imaging spectroradiometer Terra/Aqua land surface temperature and ground-based infrared radiometer [J]. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2014, 8: 083516.
- [19] Luo Dongliang, Jin Huijun, Lin Lin, et al. Distributive features and controlling factors of permafrost and the active layer thickness in the Bayan Har Mountains along the Qinghai-Kangding Highway on northeastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2013, 33(5): 635-640. [罗栋梁, 金会军, 林琳, 等. 巴颜喀拉山青康公路沿线多年冻土和活动层分布特征及影响因素[J]. *地理科学*, 2013, 33(5): 635-640.]
- [20] Xu Xuezu, Wang Jiacheng, Zhang Lixin. *Physics of frozen soil* [M]. Beijing: Science Press, 2001: 87-89. [徐学祖, 王家澄, 张立新. *冻土物理学* [M]. 北京: 科学出版社, 2001: 87-89.]
- [21] Pang Qiangqiang, Li Shuxun, Wu Tonghua, et al. Simulated distribution of active layer depths in the frozen ground regions of Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, 28(3): 390-395. [庞强强, 李述训, 吴通华, 等. 青藏高原冻土区活动层厚度分布模拟[J]. *冰川冻土*, 2006, 28(3): 390-395.]
- [22] Yang Chengsong, Cheng Guodong. Probabilistic prediction of the impacts of climate change on permafrost stability along the Qinghai-Tibet Railway (II): active layer thickness and settlement deformation [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(3): 469-478. [杨成松, 程国栋. 气候变化条件下青藏铁路沿线多年冻土概率预报(II): 活动层厚度与沉降变形[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(3): 469-478.]
- [23] Du Yizhen, Li Ren, Wu Tonghua, et al. Study of soil thermal conductivity: research status and advances [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(4): 1067-1074. [杜宜臻, 李韧, 吴通华, 等. 土壤热导率的研究现状及其进展[J]. *冰川冻土*, 2015, 37(4): 1067-1074.]
- [24] Kojima Y, Heitman J L, Sakai M, et al. Bulk density effects on soil hydrologic and thermal characteristics: a numerical investigation [J]. *Hydrological Processes*, 2018, 32(14): 2203-2216.
- [25] Li Yi, Shao Ming'an, Wang Wenyan, et al. Influence of soil textures on the thermal properties [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2003, 19(4): 62-65. [李毅, 邵明安, 王文焰, 等. 质地对土壤热性质的影响研究[J]. *农业工程学报*, 2003, 19(4): 62-65.]

Distribution characteristics and its influencing factors of active layer thickness in Tanggula area on the Qinghai-Tibet Plateau

DU Erji^{1,2}, YANG Bin³, TAN Changhai³, XIAO Yao¹, LIU Guangyue^{1,2}, ZOU Defu¹,
ZHAO Yonghua¹, WU Xiaodong¹, WU Tonghua¹, ZHAO Lin⁴, HU Guojie¹,
ZHOU Huayun^{1,2}, LI Zhibin⁴, WANG Yi³

(1. Cryosphere Research Station on the Qinghai-Tibet Plateau, State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Research Center of Applied Geology of China Geological Survey, Chengdu 610036, China; 4. School of Geographical Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: The freeze-thaw process of active layer significantly affects or controls the ground-air energy exchange, surface hydrology, periglacial landform and the engineering construction in permafrost regions. The spatial distribution of active layer thickness is one of the core issues in the study of permafrost regions, and its accurate spatial distribution simulation is also one of the most tough problems yet to be resolved. The Tanggula Mountains is the largest mountain range in the central part of the Qinghai-Tibet Plateau, where permafrost wildly distributes. On the basis of field investigation, this paper analyzed the spatial differentiation characteristics of active layer and its main influencing factors. There are huge spatial differences in the thickness distribution of active layers in Tanggula area, with the minimum active layer thickness is 1.2 m, and maximum is 5.6 m. The variation law of average active layer thickness of different vegetation types is: marsh meadow < alpine meadow < alpine desert < alpine steppe. Although there are significant differences in air temperature and precipitation between the south slope and the north slope, there is no significant difference in the distribution of active layer thickness. The partial derivatives of Stefan equation show that the largest changing rate of active layer thickness comes from soil moisture, followed by soil thermal conductivity, and the smallest changing rate comes from ground surface temperature. Combining with the relationship analysis between active layer thickness and measured soil moisture, test pits data and surface thawing index in the study area, the results showed that the most important factor affecting the spatial distribution of active layer thickness is soil moisture, followed by soil thermal conductivity. While the change of ground surface temperature has no significant effect on the active layer thickness, and even can be ignored.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau; Tanggula area; active layer; soil moisture; soil thermal conductivity; ground surface temperature

(责任编辑: 李双洋)