

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0109

ZHANG Feng, FAN Chengyan, MU Cuicui, et al. Influences of snow cover on the thermal state of the active layer in the upper reaches of the Heihe River in the Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(6):1628–1640. [张凤, 范成彦, 牟翠翠, 等. 积雪对祁连山区黑河上游活动层热状态的影响研究[J]. 冰川冻土, 2021, 43(6):1628–1640.]

积雪对祁连山区黑河上游活动层热状态的影响研究

张 凤^{1,4,5}, 范成彦¹, 牟翠翠^{1,2,3}, 孙 文¹, 彭小清¹, 张廷军^{1,2}

(1. 兰州大学 资源环境学院 西部环境教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国高校极地联合研究中心, 北京 100875;

3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519000; 4. 航天恒星科技有限公司,

北京 100094; 5. 西安航天天绘数据技术有限公司, 陕西 西安 710100)

摘 要: 积雪对多年冻土活动层和近地表的热状态具有重要影响。然而, 积雪对祁连山区黑河上游地区多年冻土热状态的影响机制尚不清楚, 迫切需要可靠的野外观测数据进行定量研究。基于两个典型野外监测站点2012—2019年观测数据, 分析积雪对表面能量平衡、5 cm地表热通量及活动层热状态的影响。结果表明: 厚度约21 cm的积雪在秋冬季对活动层具有保温作用; 2013—2018年, 俄博岭(EB)和野牛沟(PT1)监测场, 活动层厚度分别为61~86 cm和159~164 cm, 平均活动层厚度分别为74.2 cm和162.1 cm。受积雪影响, 相隔两年(2015—2017年)的活动层厚度变化达25 cm。定量分析了祁连山积雪对多年冻土热状态的影响, 为未来祁连山相关研究提供重要资料。

关键词: 积雪; 热状态; 活动层厚度; 祁连山

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)06-1628-13

0 引言

在全球气候变暖的背景下, 多年冻土已开始融化并将快速退化^[1-3]。据实测资料, 北半球整体多年冻土活动层厚度增加^[4]。模拟结果也表明自1850年以来呈加深趋势, 其中青藏高原地区最为显著^[5]。青藏高原近40年的增温速率比全球同期增温速率高约2倍^[6], 自1960—2008年的近50年温度增加了1.8℃, 多年冻土退化显著^[7-8], 活动层厚度以4.26 cm·a⁻¹的速率增加^[9]。有研究表明, 青藏高原腹地活动层厚度的增加速率为3.6~7.5 cm·a⁻¹^[8,10]。青藏公路沿线的活动层温度以0.486℃·(10a)⁻¹速率升温, 活动层厚度以19.5 cm·(10a)⁻¹的速率增加^[6]。1996年以来, 沿线6.0 m深度处的多年冻土温度增加了0.08~0.55℃^[8,11]。

积雪对中高纬度地带和高海拔地区的生态系统变化具有显著影响^[12-14]。积雪通过影响表面能

量平衡改变天气和气候^[15], 影响土壤热状态^[14,16-18]以及陆地和大气的碳交换等。一方面, 积雪的高反照率有利于地表的降温和下伏土层的冷却^[14]; 另一方面, 积雪因其低导热率特性而具有良好的隔热作用, 可以减少冬季陆地热量的损失。积雪的起止时间、持续时间、积雪厚度、密度、结构等, 都会对积雪的隔热效应产生影响^[19]。但由于植被等局地因素以及积雪密度、湿度等因素的不同, 不同地区积雪保温效应的雪深阈值差异较大^[14,20]。在青藏高原地区, 观测资料表明, 厚度低于20 cm的积雪对土壤热状态基本无影响, 而CoupModel的模拟结果则显示其降低了土壤温度并会增加土壤冻结深度^[21]。在青藏高原不同地区, 积雪的影响也不同^[22]。

本研究选择了祁连山区黑河上游多年冻土区内两个典型监测场, 基于布设的气象站获得了气温、地表热通量、不同深度的土壤温度、积雪厚度、

收稿日期: 2019-10-19; 修订日期: 2020-07-05

基金项目: 国家自然科学基金项目(42161160328; 41871050); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0605); 兰州大学中央高校基本科研业务费专项(lzujbky-2021-ct13); 民用航天技术预测研究项目“卫星应用助力数字福建原型系统”(B0304)资助

作者简介: 张凤, 工程师, 主要从事多年冻土碳循环研究和遥感应用算法研发. E-mail: fzhang2017@lzu.edu.cn

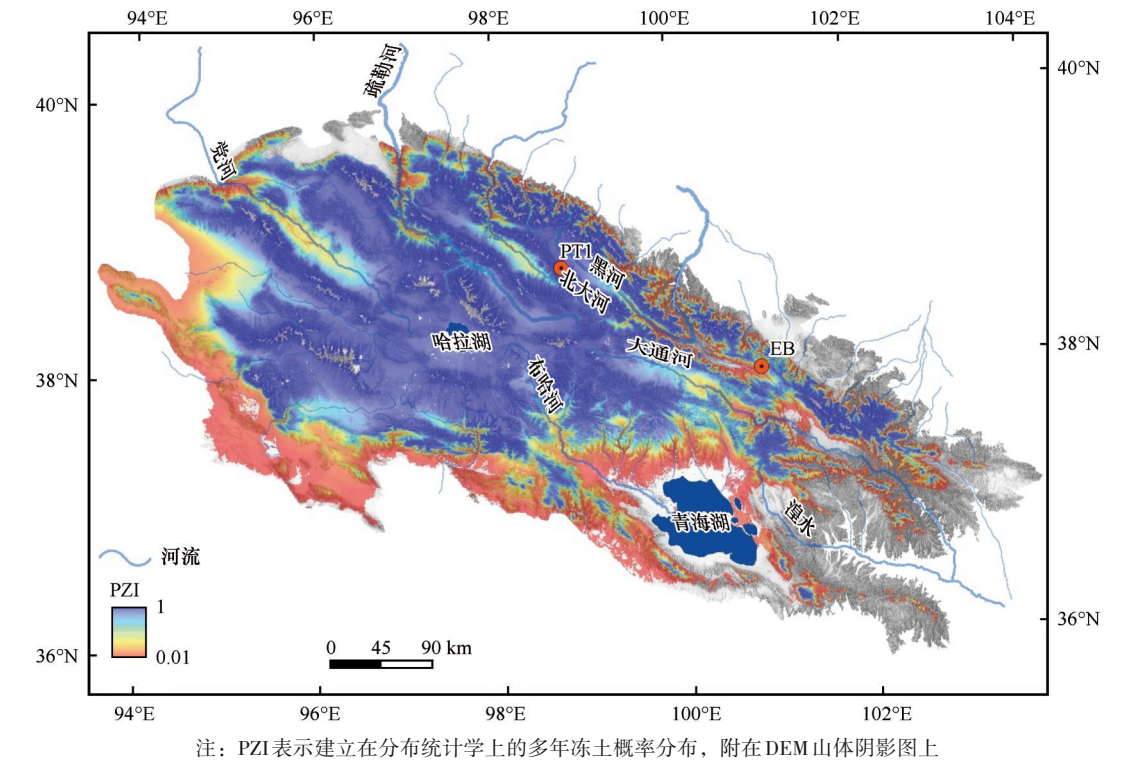
通信作者: 牟翠翠, 教授, 主要从事冻土碳循环与气候变化研究. E-mail: mucc@lzu.edu.cn

长短波辐射等数据。通过定量分析积雪对地表能量平衡和地表热通量的影响,确定了积雪隔热保温效应的雪深阈值,并探讨了积雪对黑河上游地区土壤热状态的影响,为未来祁连山多年冻土变化研究和地球系统模型提供重要资料。

1 研究区概况

祁连山位于青藏高原东北部,属于高原亚寒带半干旱气候区。其降水主要集中在夏季,冬季降水极少^[32]。1956—2006年的年平均气温为-0.8℃,年平均降水量为403 mm,且均呈增加趋势^[36]。受高海拔影响,祁连山地区多年冻土和季节冻土发育。根据2012—2017年的有限钻孔观测结果,活动层厚度

为约1 m^[37]至5 m^[23],同一钻孔的活动层厚度变化达到0.73 m^[24]。16~18 m深度的年平均地温变化范围为-1.71~2.34℃,且呈不同程度的升温^[23]。本研究选取祁连山区黑河上游俄博岭(EB,37.997°N,100.916°E,海拔3 691 m)和野牛沟热水达坂(PT1,98.745°N,38.782°E,海拔4 128 m)两个监测站进行气象和多年冻土热状态观测(图1)^[23,38]。根据多年冻土概率分布(permafrost zonation index,PZI)^[38]及野外观测,两监测站点有以下几点共性:位于多年冻土区,坡向北偏东,植被类型为高寒沼泽草甸,土壤有机质含量与含冰量较高,表层土壤为泥炭层^[23,27](图2)。相较于PT1监测场,EB监测场位于阴坡,植被更加发育,泥炭层更厚^[27]。



Note: PZI presented the permafrost zonation index is based on the distribution of statistically, superimposed on a DEM hillshade

图1 研究区地理位置以及监测场所在位置

Fig. 1 Geographical location and observation sites of the study area

2 数据与方法

本研究观测了气温、土壤温度、土壤的体积未冻水含量^[31]、积雪深度,以及地表5 cm处的土壤热通量,出入射长短波辐射。观测所采用的仪器型号、量程及分辨率如表1所示。除HOBO为美国Onset公司生产的之外,其余均采用美国Campbell公司的仪器,且两监测场使用的仪器一致。气温、地温、土壤体积未冻水含量等数据的观测开始于2012年10

月份,辐射和热通量等观测始于2014年6月,雪深观测则始于2014年10月。金属杆法和探坑法获取的活动层厚度^[24],分别布设数量不等的传感器。EB气象站共布设温度传感器6个,埋深5、10、20、40、60 cm和77 cm;含水量传感器3个,埋深20、40 cm和60 cm。PT1气象站共布设温度传感器9个,埋深5、10、20、40、80、100、120、140、160 cm;含水量传感器4个,埋深40、80、120 cm和160 cm。测量过程中

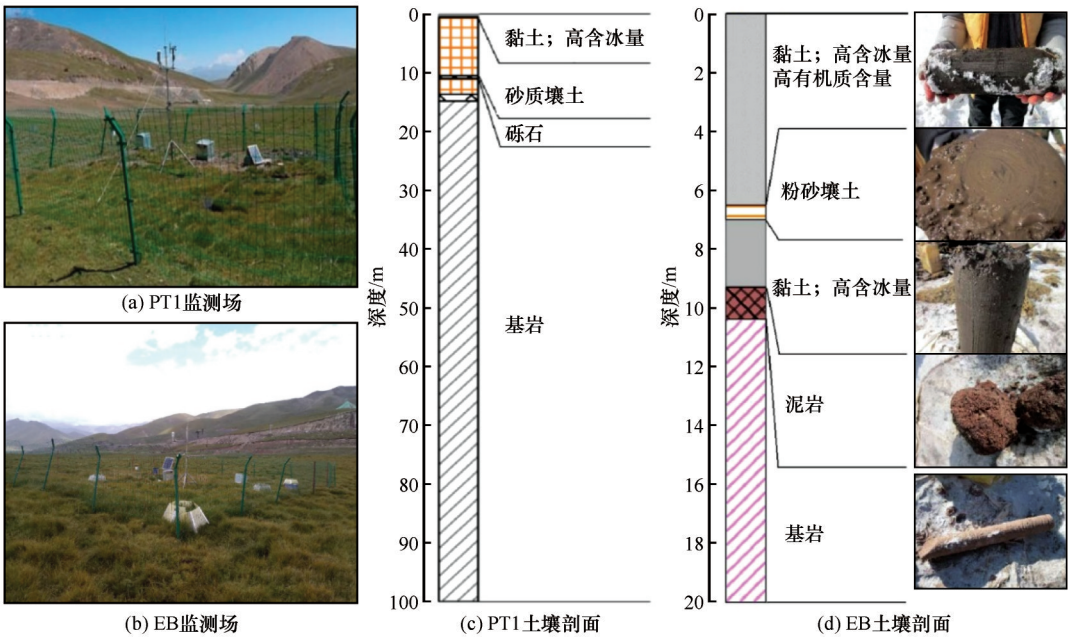


图2 PT1和EB监测场地表及钻孔土壤条件照片

Fig. 2 Field photographs of surface and soil conditions of PT1 and EB borehole sites

表1 监测场的观测量及所用传感器型号、参数和测量高度/深度

Table 1 Observation parameters and their sensors

观测量	仪器型号	量程	精度
气温	HOBO (U003)	-40~70 ℃	±0.2 ℃
土壤湿度	CS616	0~100%	±2.5%
土壤温度	109	-50~70 ℃	<0.03 ℃
土壤热流	HFP01SC	-2 000 ~ 2 000 W·m ⁻²	±3%
雪深	SR50A	0.5~10 m	±1 cm或测量距离的0.4%
四分量净辐射	日辐射计	0~2 000 W·m ⁻²	<1%
	地面辐射计	-250~250 W·m ⁻²	<1%

由于电池蓄电等问题导致有数据缺失,利用黑河上游临近站点气温缺失数据进行线性插补($R^2\geq 0.80$,置信度为95%)。

活动层厚度定义为0℃等温线的最大深度^[39],本文使用观测的日平均土壤温度,从三个最深的年最高温度中插值得到^[23,40]。黑河上游最大活动层厚度一般出现在9—10月,该时间段数据缺测导致某些年份活动层厚度数据缺失。根据本研究中监测场的土壤温度特征,定义融化期开始时间为每年首次连续5天地表温度高于0℃的首日,冻结期开始时间为每年秋冬季节首次连续5天地表温度低于0℃的首日^[41]。融化期开始时间至冻结期开始时间段内为融化期,冻结期开始时间至融化期开始时间段内为冻结期。

冻融指数(freezing-thawing index,FTI)是重要的气候变化指示参数,对冻土研究具有重要意

义^[42]。积雪指数(snow cover height index,SCHI)是衡量冬季积雪持续时间和厚度的综合指标^[43]。冻融指数是气温或者地温在一定时间段内的温度累加值。年冻结(融化)指数是指一年内负温(正温)的日平均温度的累计^[44-46]。冻结指数和积雪指数的计算时间为每年7月1日到翌年6月30日,融化指数计算时间为每年1月1日至12月31日^[14,43,47]。本文使用日平均气温和地表温度(5 cm土壤温度)计算空气和地表冻融指数。冻融指数的表达式为:

$$FI = \sum_{i=1}^{N_F} |T_i|, T_i < 0^{\circ}\text{C} \tag{1}$$
$$TI = \sum_{i=1}^{N_T} T_i, T_i > 0^{\circ}\text{C} \tag{2}$$

式中:FI为冻结指数; N_F 为温度低于0℃的天数;TI为融化指数; N_T 为温度大于0℃的天数; T_i 为某一天的温度。冻融指数又分为空气冻融指数(FI_a, TI_a)和地表冻融指数(FI_s, TI_s)。

积雪指数的表达式为:

$$SCHI = \sum_{i=1}^N H_i \Delta t_i$$

(3)

式中: N 为总的观测数; Δt_i 为一天内观测的时间间隔; H_i 为每次测量的雪深; $SCHI$ 单位为 $\text{cm}\cdot\text{d}$ 。在本研究中,积雪厚度使用的是日平均雪深。数据缺失导致某些年份的冻融指数和积雪指数数据缺失。

3 结果分析

3.1 积雪对反照率、辐射的影响

EB 和 PT1 监测场的积雪观测时间不同,分别为 2014 年 9 月 26 日—2016 年 6 月 23 日及 2014 年 10 月 5 日—2019 年 4 月 10 日。降雪主要集中在春季的 4—5 月及秋季 10—11 月。2014 年秋季持续至 2015 年春的降雪事件,为 EB 和 PT1 监测场有观测年份的最大积雪厚度,分别为 38 cm 和 33 cm(图 3)。根据

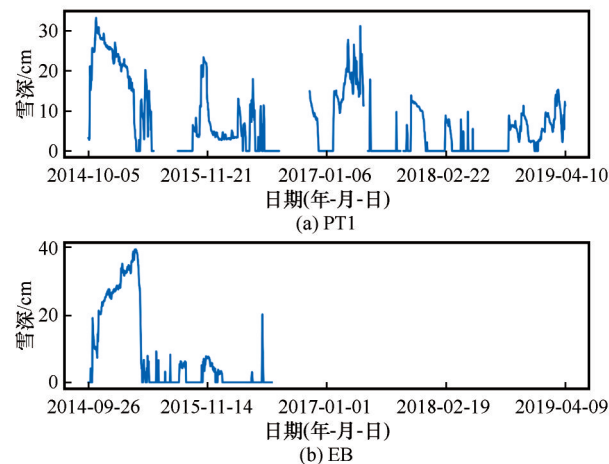


图3 PT1 和 EB 站点的日平均积雪厚度变化
Fig. 3 Variation of daily snow depth at PT1 and EB sites

观测数据,祁连山地区一场新雪维持的天数最多为 9 天[图 4(a)],表明本地区积雪易受气温等的影响而消融^[33]。尽管积雪消融速度较快,积雪对地表反照率和表面净辐射具有显著影响[图 4(c)]。受山地地形的影响,新雪的反照率最大可以达到 0.98;积雪的融化、密实化以及污化物的增多,陈雪的表面反照率较低,两站点的平均反照率为 0.28[图 4

(c)]。雪表的高反照率和较强的反射辐射,降低了表面辐射平衡值,加剧了地表热量损失^[14]。因为积雪对太阳辐射的吸收和反射,积雪粒径越大,太阳辐射穿透的越深^[48]。积雪厚度与净辐射呈幂函数关系,随着积雪厚度增加,净辐射逐渐减小,变化速率也逐渐减小[图 4(b)],说明积雪对辐射的影响并不只是积雪表面。且有研究表明,青藏高原的积雪反馈强度达到 $9.35 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{℃}^{-1}$ ^[49]。因此,在能量平衡模型中仅仅考虑积雪表面反照率对表面能量平衡的影响是不够的^[50]。

3.2 地表热通量和地表温度

EB 和 PT1 监测场在观测期内的多年(2012—2019 年)平均气温分别为 -2.17 ℃ 和 -5.30 ℃ ,多年平均地表(地下 5 cm)温度分别为 -2.40 ℃ 和 -0.06 ℃ 。根据表 2,PT1 监测场近年来地表热量增加,而 EB 监测场地表热量则以损失为主。EB 和 PT1 监测场的气温与地表温度的线性相关关系较强,前者 R^2 为 0.691,而后者为 0.821(图 5)。PT1 监测场的气温与地表温度的线性相关性大于 EB 监测场,且前者的多年平均气温低于后者,但多年平均地表温度高于后者。主要因为:(1)EB 监测场的泥炭层更厚,阻碍了热量的传输;(2)EB 监测场植被更加发育,植被高度更高,减少了地表对辐射的吸收;(3)EB 监测场土壤体积含水量高于 PT1 监测场,土壤热容更大^[30];(4)PT1 监测场海拔较高,积雪更深,持续时间更久。

青藏高原地区冬季地表长波辐射冷却大于其接收的太阳短波辐射,地表以热量损失为主;具有一定厚度或持续时间较长的积雪,则因其低导热率和陈雪的低表面反照率,以及地表长波辐射冷却的减少,使积雪对地表具有隔热保温效应,减少地表热量损失^[22]。2014 年,PT1 监测场的年平均气温为 -5.16 ℃ 。10 月至次年 3 月末的平均积雪厚度达 21 cm,地表土壤温度比其他年份相同时间段高约 2.05 ℃ 。如图 6 所示,随着积雪厚度从 21 cm 增加至 30 cm,土壤热通量值逐渐从 $-7.02 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 增加至 $0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右。由此表明,秋冬季 21 cm 及以上积雪

表2 5 cm 地表热通量(G_s)和净辐射(R_n)的最大、最小以及多年平均值
Table 2 The minimum, maximum, and annual average of ground surface heat flux (G_s)
at surface of 5 cm depth, and net radiation (R_n)

监测场	G_s 最小值/ $(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$	G_s 最大值/ $(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$	G_s 平均值/ $(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$	R_n 最小值/ $(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$	R_n 最大值/ $(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$	R_n 平均值/ $(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$
PT1	-31.66	64.74	4.43	-87.97	539.78	65.49
EB	-42.95	23.50	-0.58	-60.86	237.89	79.98

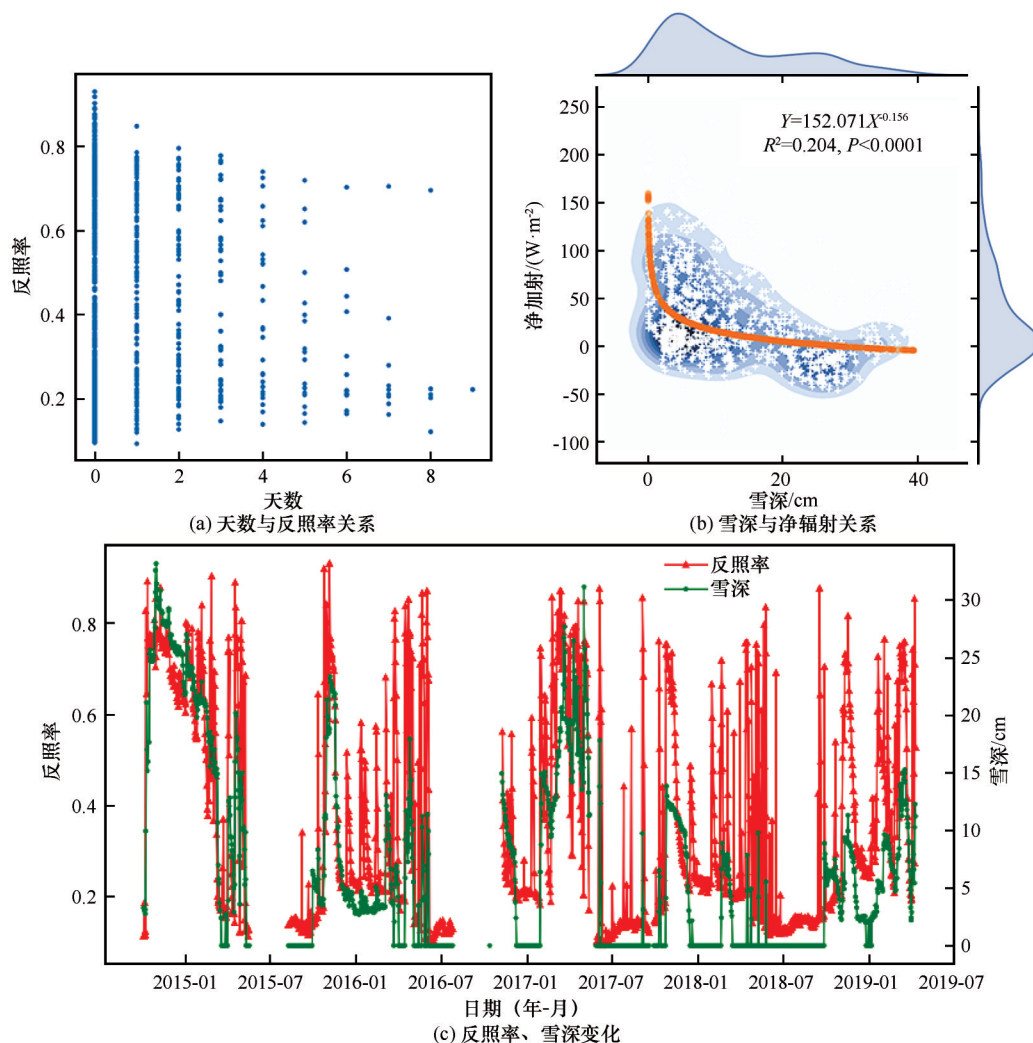


图4 新雪降落后维持天数与反照率的关系(a)、雪深与净辐射的关系(b),表面反照率(三角形标记的红色虚线)和雪深(星号标记的绿色虚线)的时间序列变化(c)

Fig. 4 Relationship between maintenance days and albedo after new snow falling (a), snow depth and net radiation (b), and time series of surface albedo (red dashed curve with triangle) and snow depth (green dashed curve with asterisk) (c)

厚度对土壤具有保温作用,防止土壤热量的进一步损失。但由于气温的持续降低,地表热量持续散失,因此一段时间后的土壤温度降低至0℃以下。

2017年PT1监测场的平均气温为-5.86℃。2017年春季过渡期(5月末至6月初,文中为5月28日—6月18日)最大积雪厚度为18cm,并在3天内迅速消融(图7)。积雪的融化潜热引起地表热量损失,地气平均温差从降雪前的1.03℃增加为积雪覆盖期间的1.85℃,积雪消融后的地气温差增大为2.30℃。积雪覆盖期间,平均净辐射和地表热通量分别为64.04 W·m⁻²和2.64 W·m⁻²,明显小于降雪前和融雪后,且表层土壤温度略有降低,在积雪消融之后又逐渐增加(图7和表3)。以上观测结果表明,春季过渡期低于18cm的积雪阻碍了土

壤的升温。秋末冬初典型积雪深度约13cm,降雪前后的平均净辐射值和地表热通量变化显著。积雪覆盖期间,地气平均温差为7.20℃,大于降雪前和积雪消融后的4.16℃和5.32℃。平均净辐射值从降雪前的62.46 W·m⁻²降到了积雪覆盖期间的-4.12 W·m⁻²,平均地表热通量从-1.32 W·m⁻²降到了-2.71 W·m⁻²(图7,表3)。这表明,秋末冬初13cm的积雪加速了土壤的热量释放。由图6和图7可知,相较于瞬时积雪,积累时间较长的积雪对深层土壤温度的影响更加显著。

根据以上分析,祁连山区黑河上游积雪隔热保温效应深度阈值约为21cm,不同于新疆天山地区冬季的10cm^[20],这与不同研究区域的积雪密度、结构等特征以及积雪的起止时间、持续时间^[14]有关。

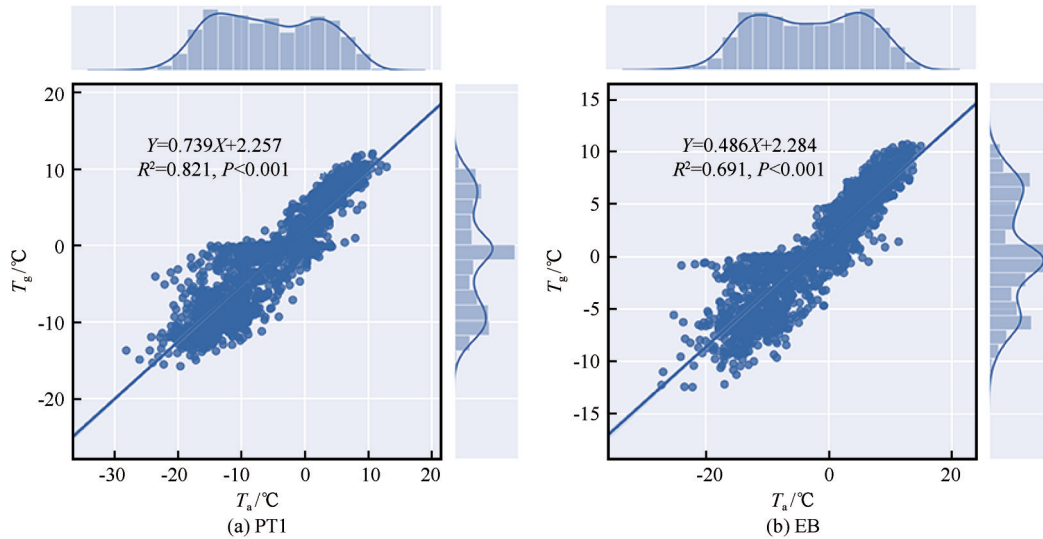


图5 祁连山PT1与EB站点的气温(T_a)和5 cm地表温度(T_g)的线性相关关系

Fig. 5 Linear correlation between air temperature (T_a) and ground surface temperature at 5 cm (T_g) at EB and PT1 sites in Qilian Mountains

3.3 冻融指数和积雪指数及活动层厚度

2013—2018年,EB监测场的气温冻结指数(FI_a)和地表冻结指数(FI_s)的范围分别为1 120~1 928 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 和822~945 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 。气温融化指数(TI_a)和地表融化指数(TI_s)的范围分别为842~1 404 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 和848~884 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 。PT1监测场的 FI_a 和 FI_s 的范围分别为2 168~2 363 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 与1 249~1 467 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 。 TI_a 和 TI_s 的范围分别为708~865 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 与759~902 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 。PT1监测场的海拔高于EB监测场,其冻结指数更高,融化指数更低。相较于整个黑河流域的冻融指数及其变化范围^[44~45],本研究区两个监测场的均偏小,但冻结指数差别较小。表明相对于整个黑河流域,本研究区中两个监测场的暖季温度相对偏低,且年变化较小。EB和PT1监测场的积雪指数值域较广,分别为690~4 730 $\text{cm}\cdot\text{d}$ 和743~4 095 $\text{cm}\cdot\text{d}$ 。两监测场的高积雪指数年份一致,2014年积雪指数较大, FI_a 和 FI_s 相差较大(图8)。本研究区中两个监测场的积雪指数普遍较小,但不同年份的积雪指数相差较大,最大积雪指数甚至接近俄罗斯地区^[43]。

2013—2018年,EB和PT1两个监测场的活动层厚度没有明显变化趋势^[23],平均活动层厚度分别为74.2 cm和162.1 cm。EB和PT1监测场的活动层厚度变化范围为分别为61~86 cm和159~164 cm。根据表4,EB和PT1监测场的活动层最大和最小的年份不一致。PT1监测场,2014年的活动层厚度最大,2015年的活动层厚度最小。EB监测场,2015年的活动层厚度最大,2017年的活动层厚度最小,相

隔两年的活动层厚度变化达25 cm。相较于青藏高原北麓河地区活动层厚度以4.26 $\text{cm}\cdot\text{a}^{-1}$ 的速率增加^[9],青藏高原平均活动层厚度呈增加趋势^[51],祁连山黑河流域PT1和EB监测场,2013—2018年的活动层厚度没有明显的变化趋势。

积雪是影响活动层厚度的一个重要因素^[14,52],当积雪厚度相对较小或无积雪存在时,活动层厚度主要与气温有关^[53],积雪厚度较大时,积雪对活动层厚度的影响甚至会超过气温^[54]。在PT1监测场,2014年的 FI_s 较高, TI_a 较低。2014年比2013年的 FI_s 高87 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, TI_a 低157 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,但在4 095 $\text{cm}\cdot\text{d}$ 的最大观测积雪指数影响下,2014年的活动层厚度相比2013年增加1.5 cm,且2014年的活动层厚度最大。在EB监测场,2015年观测的积雪指数最大,为4 730 $\text{cm}\cdot\text{d}$,导致 FI_a 和 FI_s 相差达1 106 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, TI_a 最低, FI_s 值偏大。2015年的活动层厚度最大,较 FI_s 最低和 TI_a 最高的2014年的活动层厚度增加了9 cm。相较于2015年,2017年的 TI_a 低133 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, FI_s 低51 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,活动层厚度却小25 cm(图8和表4)。以上说明上一个冬季厚度较大且积累时间较长的积雪,对土壤具有显著的隔热保温作用,加深活动层厚度^[14,53]。

3.4 活动层剖面温度

积雪影响土壤温度、土壤含水量以及土壤冻结和融化的开始时间,从而影响多年冻土活动层厚度^[55]。土壤融化开始时间提前和冻结开始时间延后均有可能使活动层厚度增加^[17,56]。在2014年秋

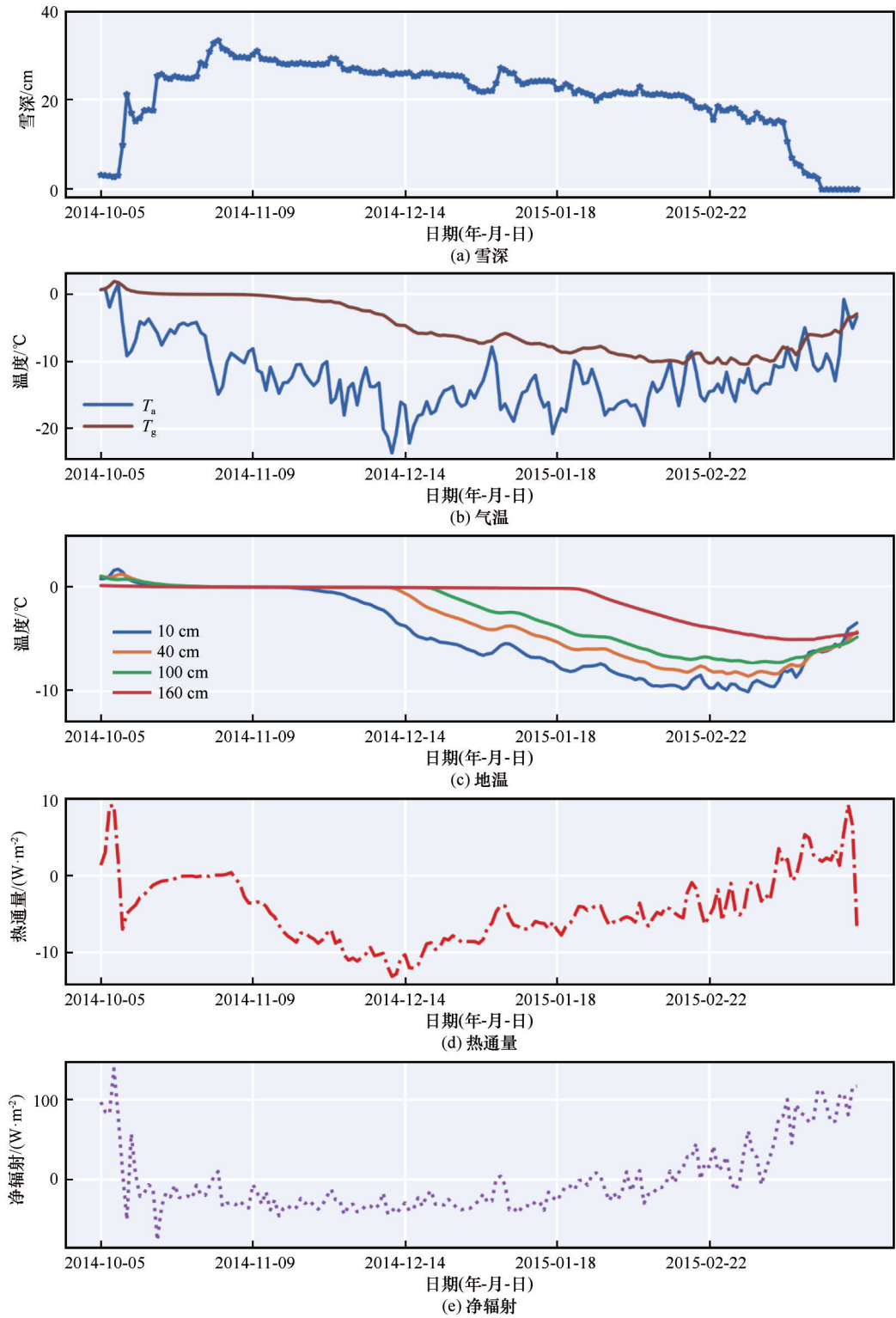


图6 PT1监测场2014—2015年秋冬季节积雪前后气温(T_a)、地温(T_g)、净辐射以及5 cm地表热通量的变化
Fig. 6 Variation of air temperature (T_a), soil temperature (T_g), net radiation and heat flux of 5 cm from autumn to winter from 2014—2015 at PT1 site

季至2015年春季的积累时间较长且厚度较大的积雪影响下,2014年末至2015年初PT1和EB监测场的土壤温度明显高于其他年份同期。另外,PT1监测场在2017年冬末至春季的积雪影响下的土壤温

度也明显较高(图3和图9)。
在PT1监测场,2014年的活动层厚度最大。2014年的土壤融化开始时间较其他年份平均约提前12天,土壤冻结开始时间较平均推迟了6天。

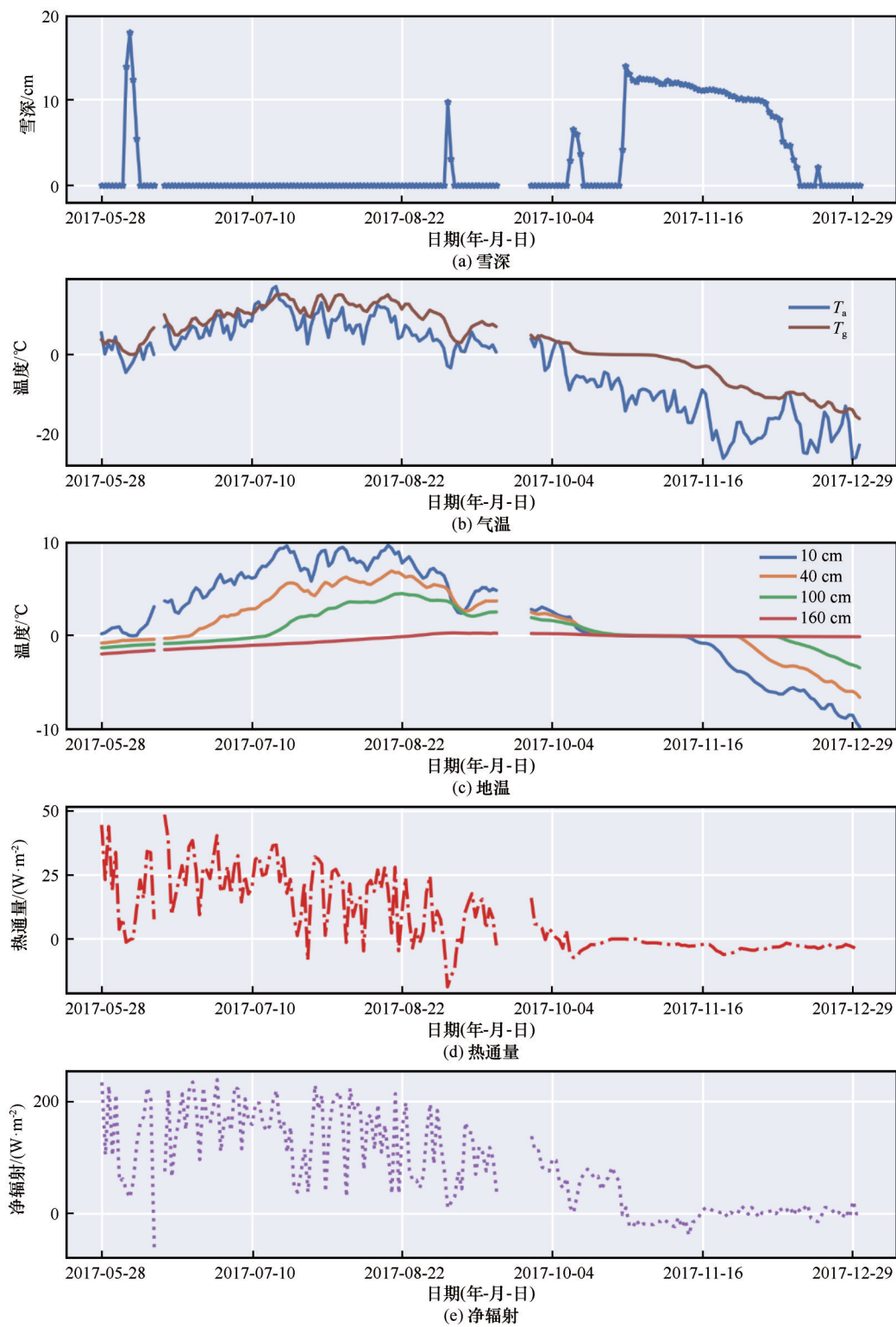


图7 PT1监测场2017年春季过渡期瞬时积雪和秋末冬初连续积雪前后气温(T_a)、地温(T_g)、净辐射以及5 cm地表热通量的变化

Fig. 7 Variation of air temperature (T_a), soil temperature (T_g), net radiation and heat flux of 5 cm during spring transitional period and from autumn to winter period in 2017 at PT1 site

2013年的土壤融化期开始时间虽然提前约24天,土壤融化期比2014年长5天,但在积雪的隔热保温作用下,2013年融化期的平均土壤温度较2014年的约低0.23 $^{\circ}\text{C}$ 。2018年融化期的平均温度高于其他年份约1 $^{\circ}\text{C}$,但融化期时间长度比其他年份缩短20~25天。在EB监测场,2015年的活动层厚度最大,土

表3 PT1 监测场2017年秋末冬初和春季过渡期
积雪前后净辐射等参数的变化

Table 3 Variation of net radiation and so on before and
after a snowfall during spring transitional period and
from autumn to winter and in 2017 at PT1 site

阶段	净辐射/(W·m ⁻²)	地表热通量 /(W·m ⁻²)	(T _s -T _a)/℃
5月末降雪前	109.00	16.23	1.03
积雪覆盖期间	64.04	2.64	1.85
6月初雪消融后	139.08	23.01	2.30
秋末降雪前	62.46	-1.32	4.16
积雪覆盖期间	-4.12	-2.71	7.20
冬初雪消融后	2.85	-2.96	5.32

壤冻结开始时间相较平均冻结开始时间推迟了 12 天。2014 年 9 月末—2015 年 3 月末的厚度较厚且逐

表4 PT1 和EB 监测场的活动层厚度(ALT)

Table 4 Active layer thickness (ALT) at PT1 and EB sites

监测场	ALT/cm							
	2012 年	2013 年	2014 年	2015 年	2016 年	2017 年	2018 年	平均
PT1	160.0	162.5	164.0	159.0	—	161.5	163.5	162.1
EB	77.0	81.0	77.0	86.0	67.0	61.0	70.5	74.2

渐增加的积雪对土壤的保温作用,使得 2015 年开始至 4 月 10 日的平均土壤温度较其他年份相同时间段高约 2.61 ℃。2017 年的活动层厚度最小,这主要由于 2017 年的土壤融化期开始时间最迟,且融化期内活动层的平均温度低于其他年份(表 5,图 9)。由此可见,积雪对活动层厚度的影响主要体现在土壤冻结和融化开始时间以及土壤温度两个方面。若

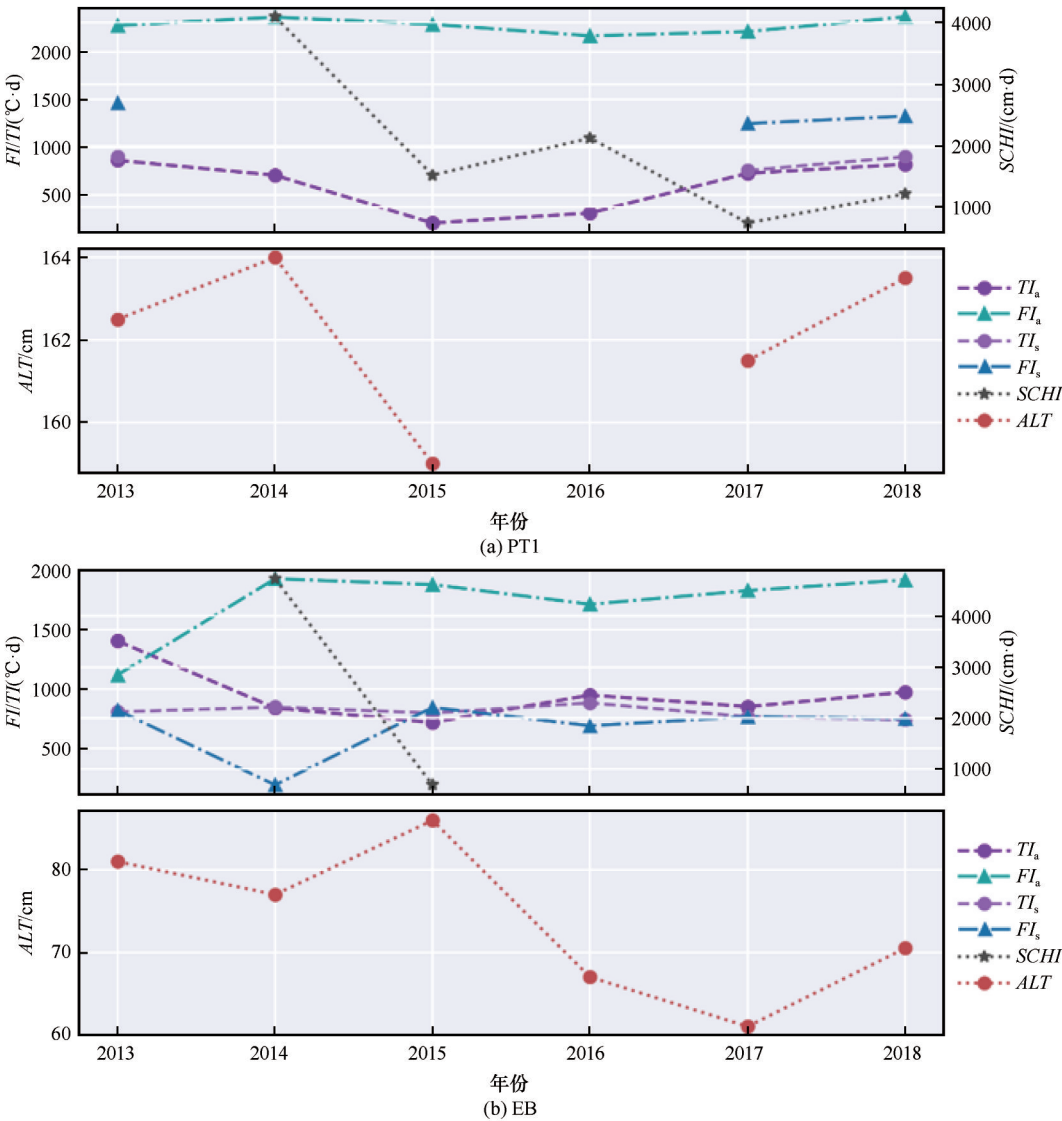


图8 PT1、EB 监测场冻融指数(FI/TI)、积雪指数(SCHI)和活动层厚度(ALT)的时序变化
Fig. 8 Time series of freezing-thawing index (FI/TI), snow cover height index (SCHI)
and active layer thickness (ALT) at PT1 and EB sites

表5 PT1 和EB 监测场融化期与冻结期划分及对应融化期与冻结期内平均温度
Table 5 Freezing/thawing periods and soil temperature during these periods at PT1 and EB sites

站点	融化期	冻结期	融化期平均温度/℃	冻结期平均温度/℃
PT1	2013-04-18/2013-10-09	2013-10-10/2014-05-05	1.11	-5.07
	2014-05-06/2014-10-22	2014-10-23/Ad	1.34	—
	Ad/2015-10-14	2015-10-15/2016-05-17	—	-4.72
	2016-05-18/Ad	Ad	—	—
	Ad/2017-10-20	2017-10-21/2018-05-12	—	-4.68
	2018-05-13/2018-10-14	2018-10-15/Ad	2.32	—
EB	Ad/2012-10-23	2012-10-24/2013-05-05	—	-3.72
	2013-05-06/2013-10-25	2013-10-26/Ad	2.74	—
	Ad/2014-11-02	2014-11-03/Ad	—	—
	Ad/2015-11-10	2015-11-11/2016-04-30	—	-4.21
	2016-05-01/2016-11-02	2016-11-03/2017-05-10	2.10	-3.19
	2017-05-11/2017-10-29	2017-10-30/2018-05-07	2.05	-3.70
	2018-05-08/2018-10-23	2018-10-23/Ad	2.11	—

注：Ad为数据缺失；“—”为数据缺失导致的没有结果。

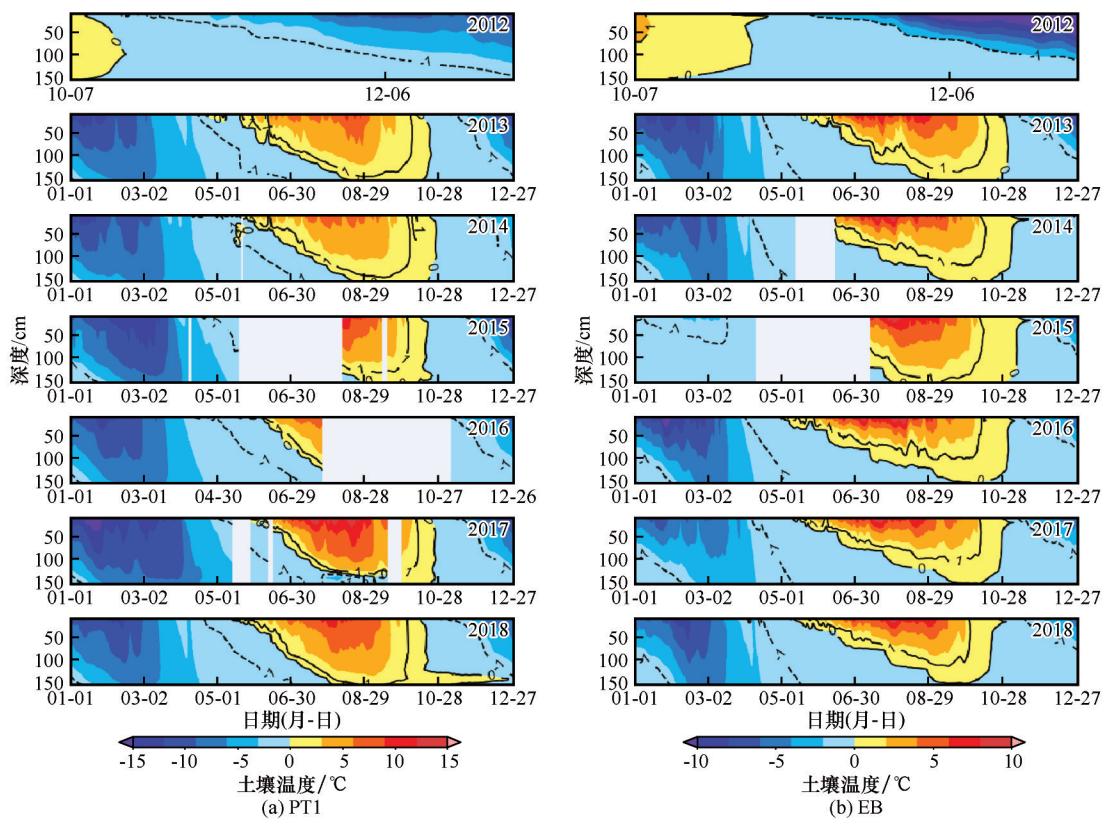


图9 2012—2018年PT1 和EB 监测场地5~160 cm温度剖面变化
Fig. 9 Variation of temperature profile from 2012—2018 of depth 5~160 cm of PT1 site

未来积雪厚度增加,则有可能导致土壤升温,活动层厚度加深^[9]。

4 结论与展望

本研究通过野外监测场的监测数据,分析了2012—2019年祁连山区黑河上游积雪对地表热量

的影响,从反照率、净辐射、地表热通量、冻融指数等多个方面探讨了不同的积雪厚度、积雪时间以及积雪持续状态对土壤温度 and 活动层的影响。主要结论如下:

(1)祁连山地区的降雪主要发生在10—11月及4—5月,受山地地形的影响,新雪的反照率最大达

到0.98。积雪厚度与雪面净辐射呈幂函数关系,表面积雪降低了地表能量平衡值,且对辐射平衡的影响并不只是积雪表面。

(2)不同深度的积雪对土壤温度的影响不同。在春季过渡期,18 cm厚度的积雪有效阻碍了地表的升温;秋季至冬春季节,21 cm及以上积雪厚度对土壤具有保温作用,防止土壤热量的损失,而厚度13 cm的积雪则加速了土壤的热量释放。

(3)2013—2018年,EB和PT1监测场的活动层厚度变化范围分别为61~86 cm和159~164 cm,平均活动层厚度分别为74.2 cm和162.1 cm。活动层厚度受积雪影响显著,没有呈现变化趋势。

(4)积雪对活动层厚度的影响主要体现在土壤冻结和融化开始时间以及土壤温度两个方面。积雪的隔热保温作用对活动层厚度具有显著影响,即使在气温融化指数较小且气温冻结指数较大的年份,最大的积雪指数会导致当年或翌年的活动层厚度偏深。在积雪保温、降温效应的影响下,相隔两年(2015—2017年)的活动层厚度相差可达25 cm。

积雪是影响活动层厚度的一个重要因素^[14],具有一定厚度或持续时间较长的积雪,对地表具有隔热保温效应,减少地表热量损失。积雪对土壤的隔热效应影响土壤冻结和融化的开始时间及土壤温度,并进一步影响多年冻土活动层厚度的变化^[55]。根据本研究发现,若未来积雪厚度增加,则可能导致多年冻土退化,加速土壤有机碳分解释放^[28,57],影响碳循环过程。但由于本研究中两个监测场的野外观测时间有限,无法对积雪对气候反馈的长期效应做更系统的分析。在今后的研究中应重视未来祁连山区黑河上游积雪厚度的变化趋势研究^[32,35,58],加强积雪对多年冻土及其活动层热状态影响的研究,增加气象监测台站并进行持续观测。

参考文献(References):

- [1] Grosse G, Goetz S, McGuire A D, et al. Changing permafrost in a warming world and feedbacks to the Earth system[J]. *Environmental Research Letters*, 2016, 11(4): 040201.
- [2] Lorant M M, Abbott B W, Blok D, et al. Reviews and syntheses: Changing ecosystem influences on soil thermal regimes in northern high-latitude permafrost regions[J]. *Biogeosciences*, 2018, 15(17): 5287-5313.
- [3] Chadburn S E, Burke E J, Cox P M, et al. An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming[J]. *Nature Climate Change*, 2017, 7(5): 340-344.
- [4] Shiklomanov N, Nelson F, Streletskiy D, et al. San Francisco: AGU 2016, 2016.
- [5] Peng Xiaoqing, Zhang Tingjun, Frauenfeld O W, et al. Spatio-temporal changes in active layer thickness under contemporary and projected climate in the Northern Hemisphere[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(1): 251-266.
- [6] Cheng Guodong, Zhao Lin, Li Ren, et al. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2019, 64(27): 2783-2795. [程国栋, 赵林, 李韧, 等. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响[J]. *科学通报*, 2019, 64(27): 2783-2795.]
- [7] Wang Genxu, Qian Ju, Cheng Guodong, et al. Soil organic carbon pool of grassland soils on the Qinghai-Tibetan Plateau and its global implication[J]. *Science of the Total Environment*, 2002, 291(1/2/3): 207-217.
- [8] 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.
- [9] Wu Qingbai, Hou Yandong, Yun Hanbo, et al. Changes in active-layer thickness and near-surface permafrost between 2002 and 2012 in alpine ecosystems, Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China[J]. *Global and Planetary Change*, 2015, 124: 149-155.
- [10] Wu Qingbai, Zhang Tingjun. Changes in active layer thickness over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1995 to 2007[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, 115(D9): D09107.
- [11] Liu Guangyue, Zhao Lin, Li Ren, et al. Permafrost warming in the context of step-wise climate change in the Tien Shan mountains, China[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2017, 28(1): 130-139.
- [12] Chen X. Physical geography of China's arid areas[M]. The Science Publishing Company, 2015.
- [13] Rödder T, Kneisel C. Influence of snow cover and grain size on the ground thermal regime in the discontinuous permafrost zone, Swiss Alps[J]. *Geomorphology*, 2012, 175/176: 176-189.
- [14] Zhang Tingjun. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview[J]. *Reviews of Geophysics*, 2005, 43(4): RG4002.
- [15] Sturm M, Holmgren J, McFadden J P, et al. Snow-shrub interactions in Arctic tundra: A hypothesis with climatic implications[J]. *Journal of Climate*, 2001, 14(3): 336-344.
- [16] Ling Feng, Zhang Tingjun. Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2003, 14(2): 141-150.
- [17] Yi Yonghong, Kimball J, Chen R, et al. Sensitivity of active layer freezing process to snow cover in Arctic Alaska[J]. *The Cryosphere Discussions*, 2018: 1-39.
- [18] Chen Ji, Sheng Yu, Cheng Guodong. Discussion on protection measures of permafrost under the action of engineering from the point of earth surface energy balance equation in Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, 28(2): 223-228. [陈继, 盛煜, 程国栋. 从地表能量平衡各分量特点论青藏高原多年冻土工程中的冻土保护措施[J]. *冰川冻土*, 2006, 28(2): 223-228.]
- [19] Zhang T, Osterkamp T E, Stamnes K. Influence of the depth hoar layer of the seasonal snow cover on the ground thermal regime[J]. *Water Resources Research*, 1996, 32(7): 2075-2086.
- [20] Zhao Jingyi, Chen Ji, Wu Qingbai, et al. Snow cover influences the thermal regime of active layer in Urumqi River Source, Tianshan Mountains, China[J]. *Journal of Mountain Science*,

- 2018, 15(12): 2622-2636.
- [21] Zhou Jian, Kinzelbach W, Cheng Guodong, et al. Monitoring and modeling the influence of snow pack and organic soil on a permafrost active layer, Qinghai-Tibetan Plateau of China[J]. Cold Regions Science and Technology, 2013, 90/91: 38-52.
- [22] Jin H, Ma W, Cheng G, et al. Dual influences of local environmental variables on ground temperatures on the Qinghai-Tibet Plateau[EB/OL]. 2008
- [23] Cao Bin, Zhang Tingjun, Peng Xiaoqing, et al. Thermal characteristics and recent changes of permafrost in the upper reaches of the Heihe River basin, Western China[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2018, 123(15): 7935-7949.
- [24] Cao Bin. Conditions and dynamics of permafrost in the Qilian mountains over the upper reaches of Heihe River basin [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2018. [曹斌. 黑河上游祁连山区多年冻土状态与动态研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2018.]
- [25] Zhao Lin, Sheng Yu. Permafrost and its changes on the Qinghai-Tibetan Plateau [M]. Beijing: Science Press, 2019. [赵林, 盛煜. 青藏高原多年冻土及变化[M]. 北京: 科学出版社, 2019.]
- [26] Wang Qingfeng, Zhang Tingjun, Peng Xiaoqing, et al. Changes of soil thermal regimes in the Heihe River basin over Western China[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2015, 47(2): 231-241.
- [27] Mu Cuicui, Zhang Tingjun, Cao Bin, et al. Study of the organic carbon storage in the active layer of permafrost over the eboling mountain in the upper reaches of the Heihe River in the eastern Qilian mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(1): 1-9. [牟翠翠, 张廷军, 曹斌, 等. 祁连山区黑河上游俄博岭多年冻土区活动层碳储量研究[J]. 冰川冻土, 2013, 35(1): 1-9.]
- [28] Mu C C, Abbott B W, Wu X D, 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.
- [29] Mu Cuicui, Zhang Tingjun, Wu Qingbai, et al. Carbon and nitrogen properties of permafrost over the eboling mountain in the upper reach of Heihe River basin, northwestern China[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2015, 47(2): 203-211.
- [30] Wang Qingfeng, Zhang Tingjun, Jin Huijun, et al. Observational study on the active layer freeze-thaw cycle in the upper reaches of the Heihe River of the north-eastern Qinghai-Tibet Plateau[J]. Quaternary International, 2017, 440: 13-22.
- [31] Wang Qingfeng, Jin Huijun, Zhang Tingjun, et al. Active layer seasonal freeze-thaw processes and influencing factors in the alpine permafrost regions in the upper reaches of the Heihe River in Qilian Mountains[J]. Chinese Science Bulletin, 2016, 61(24): 2742-2756. [王庆锋, 金会军, 张廷军, 等. 祁连山区黑河上游高山多年冻土区活动层季节冻融过程及其影响因素[J]. 科学通报, 2016, 61(24): 2742-2756.]
- [32] Ma Lijuan, Qin Dahe. Temporal-spatial characteristics of observed key parameters of snow cover in China during 1957-2009 [J]. Sciences in Cold and Arid Regions, 2012, 4(5): 384.
- [33] Ma Lijuan, Qin Dahe, Bian Lingen, et al. Assessment of snow cover vulnerability over the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Advances in Climate Change Research, 2011, 2(2): 93-100.
- [34] Zhang T, Stamnes K. Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow, Alaska [J]. Permafrost and Periglacial Processes, 1998, 9(3): 229-246.
- [35] Huang Xiaodong, Deng Jie, Wang Wei, et al. Impact of climate and elevation on snow cover using integrated remote sensing snow products in Tibetan Plateau [J]. Remote Sensing of Environment, 2017, 190: 274-288.
- [36] Yin Xianzhi, Zhang Qiang, Xu Qiyun, et al. Characteristics of climate change in Qilian mountains region in recent 50 years [J]. Plateau Meteorology, 2009, 28(1): 85-90. [尹宪志, 张强, 徐启运, 等. 近50年来祁连山区气候变化特征研究[J]. 高原气象, 2009, 28(1): 85-90.]
- [37] Mu Cuicui, Zhang Tingjun, Wu Qingbai, et al. Stable carbon isotopes as indicators for permafrost carbon vulnerability in upper reach of Heihe River basin, northwestern China[J]. Quaternary International, 2014, 321: 71-77.
- [38] Cao Bin, Zhang Tingjun, Wu Qingbai, et al. Permafrost zonation index map and statistics over the Qinghai-Tibet Plateau based on field evidence[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2019, 30(3): 178-194.
- [39] Guglielmin M. Ground surface temperature (GST), active layer and permafrost monitoring in continental Antarctica[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2006, 17(2): 133-143.
- [40] Guglielmin M, Ellis Evans C J, Cannone N. Active layer thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas. A case study at Signy Island (Maritime Antarctica)[J]. Geoderma, 2008, 144(1/2): 73-85.
- [41] Zhang Feng. Changes of permafrost thermal state and its impact on carbon release in the Qilian mountains[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2020. [张凤. 祁连山多年冻土热状态变化及其对碳释放的影响研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2020.]
- [42] Nelson F E. Geocryology. (Un) frozen in time [J]. Science, 2003, 299(5613): 1673-1675.
- [43] Zhang T, Barry R G, Gilichinsky D, et al. An amplified signal of climatic change in soil temperatures during the last century at Irkutsk, Russia[J]. Climatic Change, 2001, 49(1): 41-76.
- [44] Peng Xiaoqing, Zhang Tingjun, Cao Bin, et al. Changes in freezing-thawing index and soil freeze depth over the Heihe River basin, Western China[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2016, 48(1): 161-176.
- [45] Cao Bin, Zhang Tingjun, Peng Xiaoqing, et al. Spatial variability of freezing-thawing index over the Heihe River basin [J]. Advances in Earth Science, 2015, 30(3): 357-366. [曹斌, 张廷军, 彭小清, 等. 黑河流域年冻融指数及其时空变化特征分析[J]. 地球科学进展, 2015, 30(3): 357-366.]
- [46] Hartman C W, Johnson P R. Environmental atlas of Alaska [M]. Washington: University of Washington Press, 1984.
- [47] Steurer P M, Crandell J H. Comparison of methods used to create estimate of air-freezing index [J]. Journal of Cold Regions Engineering, 1995, 9(2): 64-74.
- [48] Flanner M G, Zender C S. Snowpack radiative heating: Influence on Tibetan Plateau climate[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32(6): L06501.
- [49] Xiao Lin, Che Tao. Preliminary study on snow feedback to the climate system in the Tibetan Plateau [J]. Remote Sensing Technology and Application, 2015, 30(6): 1066-1075. [肖林, 车涛. 青藏高原积雪对气候反馈的初步研究[J]. 遥感技术与应用, 2015, 30(6): 1066-1075.]
- [50] Zhong Xinyue. Spatiotemporal variability of snow cover and the relationship between snow and climate change across the Eurasian continent[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2014. [钟歆玥. 欧亚大陆积雪时空变化特征及其与气候变化的关系[D]. 北京: 中国科学院大学, 2014.]
- [51] 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.

- [52] Lü Zhou, Zhuang Qianlai. Quantifying the effects of snowpack on soil thermal and carbon dynamics of the Arctic terrestrial ecosystems [J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2018, 123(4): 1197-1212.
- [53] Frauenfeld O W, Zhang Tingjun, Barry R G, et al. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2004, 109(D5): D05101.
- [54] Pavlov A V. Current changes of climate and permafrost in the Arctic and sub-Arctic of Russia [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1994, 5(2): 101-110.
- [55] Kim Y, Kimball J S, Robinson D A, et al. New satellite climate data records indicate strong coupling between recent frozen season changes and snow cover over high northern latitudes [J]. *Environmental Research Letters*, 2015, 10(8): 084004.
- [56] Euskirchen E S, Bret-Harte M S, Shaver G R, et al. Long-term release of carbon dioxide from Arctic tundra ecosystems in Alaska [J]. *Ecosystems*, 2017, 20(5): 960-974.
- [57] Mu Cuicui, Zhang Tingjun, Zhao Qian, et al. Permafrost affects carbon exchange and its response to experimental warming on the northern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2017, 247: 252-259.
- [58] Wang Xiaoyue, Wu Chaoyang, Wang Huanjiong, et al. No evidence of widespread decline of snow cover on the Tibetan Plateau over 2000-2015 [J]. *Scientific Reports*, 2017, 7(1): 14645.

Influences of snow cover on the thermal state of the active layer in the upper reaches of the Heihe River in the Qilian Mountains

ZHANG Feng^{1,4,5}, FAN Chengyan¹, MU Cuicui^{1,2,3}, SUN Wen¹,
PENG Xiaoqing¹, ZHANG Tingjun^{1,2}

(1. Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Ministry of Education, College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. University Corporation for Polar Research, Beijing 100875, China; 3. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519000, Guangdong, China; 4. Space Star Technology Co., LTD., Beijing 100094, China; 5. Xi'an Aerospace Remote Sensing Data Technology Co., LTD., Xi'an 710100, China)

Abstract: Snow cover has an important influence on the thermal state of the active layer and near-surface permafrost. However, the mechanism of snow cover influence on permafrost thermal state at mid and low latitudes largely remains unknown, and reliable field observation data are urgently needed for quantitative research. We analyzed the influences of snow cover on surface energy balance, surface heat flux at 5 cm, and the active layer thickness based on the observation data at two representative sites during 2012—2019. Results show that the snow cover depth greater than 21 cm shows a warming effect during autumn and winter. The active layer thickness range was separately 61~86 cm and 159~164 cm with a mean of 74.2 and 162.1 cm at Eboling (EB) and Yeniugou river basin (PT1) meteorological stations. Additionally, under the thermal influence of snow cover, the active layer thickness differed by 25 cm during 2015—2017. This study quantitatively analyzes the influence of snow cover on permafrost thermal state in the upper Heihe River basin in the northeastern of the Qilian Mountains, thus providing a basis for future relevant research in this area.

Key words: snow cover; thermal state; active layer thickness; Qilian Mountains

(责任编辑: 金会军; 编辑: 庞瑜, 周成林)