第43卷第4期	大 气 科 学	Vol. 43 No. 4
2019年7月	Chinese Journal of Atmospheric Sciences	Jul. 2019

李光伟, 文军, 王欣, 等. 2019. 麻多高寒湿地冻结过程中土壤热通量变化特征分析 [J]. 大气科学, 43(4): 719-729. Li Guangwei, Wen Jun, Wang Xin, et al. 2019. Analysis of the characteristics of soil heat flux in the freezing process of alpine wetland at Maduo station [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 719-729. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1810.17181

麻多高寒湿地冻结过程中土壤热通量变化特征分析

李光伟^{1,2} 文军³ 王欣¹ 王作亮^{1,2} 贾东于^{1,2} 陈金雷^{1,2}

1 中国科学院西北生态环境资源研究院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室,兰州730000

2 中国科学院大学,北京100049

3成都信息工程大学大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室,成都610225

摘 要 准确量化高寒湿地下垫面冻结过程中土壤热通量的变化特征,对认识高寒湿地一大气间水热交换过程有 重要的科学意义。本文利用中国科学院麻多气候与环境综合观测站2014年5月至2015年5月的观测资料,分析了 下垫面冻结过程中土壤热通量变化特征,探讨了冻结潜热对土壤热通量的贡献。基于温度积分计算土壤热通量的 算法,指出在计算冻结过程中的土壤热通量时,需要同时考虑土壤热通量板以上的土壤热贮存及热通量板以上的 冻结潜热。研究表明:(1)冻结锋面形成后,锋面所在深度土壤体积含水量迅速降低,锋面以下土壤热通量接近 于零,土壤液态水开始冻结,冻结潜热向上穿过热通量板所在土壤层;降水下渗土壤后冻结所释放的潜热能使次 日凌晨5 cm深度土壤热通量接近于零。(2)季节性冻结期,凌晨气温较高时穿过5 cm土壤层的向上土壤热通量 很小,可能是由表层土壤发生了日冻融循环所致。土壤水释放的冻结潜热使土壤温度波动减弱并维持在冰点附 近。高寒湿地下垫面仅在很浅的表层发生日冻融循环,无法通过5 cm土壤温度资料判断下垫面循环出现日期。 (3)加入冻结潜热项,土壤热通量的计算值与实测值之间的均方根误差将会从11.5 W m⁻²下降到6.2 W m⁻²。以上 研究结果对认识寒区陆面过程有重要的贡献。

关键词 高寒湿地 冻融过程 土壤热通量 冻结潜热
 文章编号 1006-9895(2019)04-0719-11
 中图分类号 P413
 文献标识码 A
 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1810.17181

Analysis of the Characteristics of Soil Heat Flux in the Freezing Process of Alpine Wetland at Maduo Station

LI Guangwei^{1,2}, WEN Jun³, WANG Xin¹, WANG Zuoliang^{1,2}, JIA Dongyu^{1,2}, and CHEN Jinlei^{1,2}

1 Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cole and Arid Regions, Northwest Institute of Eco-Environment and Resource, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 College of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract The accurate quantification of soil heat flux in the freezing process of the alpine wetland in the source area of the Yellow River has an important scientific significance for understanding the water and heat exchanges between alpine wetlands and the atmosphere. By using the field observed data collected from the Maduo climate and environment

收稿日期 2017-06-20; 网络预出版日期 2018-10-08

作者简介 李光伟,男,1987年出生,博士研究生,主要从事陆面过程研究。E-mail:gwli@lzb.ac.cn

通讯作者 文军, E-mail: jwen@lzb.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目41530529、91737103

Found by National Natural Science Foundation of China (Grants 41530529, 91737103)

大气科学	43 卷
Chinese Journal of Atmospheric S	viences Vol. 43

comprehensive observatory of the Chinese Academy of Sciences from May 2014 to May 2015, the characteristics of soil heat flux as the alpine wetlands froze were analyzed. The effect of the latent heat of fusion on soil heat flux was also discussed. Both the heat storage and latent heat of fusion loss from above the plate must be considered when calculating the soil heat flux at the alpine wetland using the simple measurement approach algorithm. If the latent heat of fusion is ignored, then large errors can be found. The main results are as follows. (1) After the freezing front appeared, soil heat flux at a depth below the freezing front decreases and approaches zero, the liquid water content of the soil at the depth of the freezing front decreases rapidly, and the soil below the freezing front froze. In addition, the freezing released latent heat travels upward through the soil layer where the soil heat flux plate is located and observed. As the precipitation infiltrates into the soil, thus releasing the freezing latent heat, the freezing latent heat causes the observed soil heat flux to approach zero at a depth of 5 cm. (2) During the seasonally freezing processes, upward soil heat flux at a depth of 5 cm approaches zero if there is a high temperature in the morning and at noon of the previous day. This phenomenon indicates the existence of a diurnal freezing-thawing cycle. The latent heat released by soil water can reduce the amplitude of soil temperature and keep the soil temperature near the freezing point. The diurnal freezing-thawing processes solely occur in a very shallow soil layer, making it difficult to ascertain whether the diurnal freezing-thawing cycle happened not just by using soil temperature data at a depth of 5 cm. (3) Considering the latent heat of fusion factor decreases the root mean square errors of soil heat flux between the observed and calculated values from 11.5 W m⁻² to 6.2 W m⁻². These findings can contribute towards a better understanding of the land surface processes in cold regions.

Keywords Alpine wetland, Freezing process, Soil heat flux, Freezing latent heat

1 引言

湿地下垫面通过其显著的冷却和增湿作用来影响局地气候(孟宪民,1999)。而且与湖面的冷却 和增湿作用不同,湿地对气候的影响受到湿地下垫 面不同的植被类型和水补给状况的影响 (Mohamed et al., 2012)。此外湿地是甲烷重要的 源,通过释放甲烷气体影响全球气候(Whalen, 2005; IPCC, 2013)。

青藏高原季节性冻融循环能影响到青藏高原和 东亚的大气环流(王澄海等,2003)。江河源区湿 地是典型的高寒湿地下垫面(潘竟虎等,2007), 高寒湿地可以增强湿地对大气的冷却和增湿效应 (Bai et al., 2013)。其对气候的作用显著地受到冻 融作用的影响,主要体现在潜热通量与未冻结水含 量密切相关,同时植被的生长受到可用液态水的制 约(Bee et al., 2007)。高寒湿地冻融过程出现的时 间和强度也可以作为一个区域气候预测因子(王澄 海等,2003)。

土壤冻融过程物理上是一个包含水分相变和热 传导的过程,大多数情况下只能进行数值求解 (Shamsundar and Sparrow, 1975; Rolph and Bathe, 1982; Hu and Argyropoulos, 1996)。这类问题的 特点是固态与液态两相之间存在一个非线性移动的 分界面,同时在分界面上有相变潜热的释放或吸 收。在土壤冻融循环过程中,两相间的非线性移动 分界面被称为土体的冻结锋面(张宇等,2016), 所释放或吸收的相变潜热即土壤水的冻结潜热。

土壤冻融过程会改变土壤热通量的特征(Guo et al., 2011; 葛骏等, 2016)。土壤热通量是地表能 量平衡方程中重要的一项,但由于土壤热通量板有 一定埋深而无法直接获取,只能通过计算得到。随 着对土壤热力过程描述越来越细致,其计算公式也 变得越来越精确。Philip和De Vries(1957)提出 全土壤热通量的概念,指出在计算土壤热通量时需 要考虑非绝热蒸发潜热的作用,即在计算地表土壤 热通量时不仅需要将土壤热通量板以上的土壤热贮 存计算在内,而且还需要将热通量板以下的蒸发潜 热计算在内(Mayocchi and Bristow, 1995)。Gao et al. (2003) 提出了同时考虑热扩散和热对流机制 的方法,这种方法可以求出土壤热扩散和热对流的 解析解。虽然目前已经发展了许多土壤热通量的计 算方法,并且对各种计算方法进行了广泛评估研究 (陈星等, 2014; Russell et al., 2015), 但在冻结过 程中计算土壤热通量时冻结潜热的影响往往被略 去,尚未找到在土壤热通量的计算中有考虑冻结潜 热项的研究。

基于此,本研究的主要目的为:(1)利用麻多 高寒湿地野外观测数据,分析冻结过程中相变潜热 对土壤热通量的贡献;(2)发展引入冻结潜热项的 土壤热通量计算方法;(3)揭示高寒湿地下垫面季 节性冻结过程中冻结潜热项的作用及土壤热通量变 化特征。

2 研究区域与观测资料简介

本文研究区域位于黄河源区,是中国高寒湿地 分布最大的地区之一(潘竟虎等,2007)。所用资 料取自中国科学院麻多黄河源气候与环境综合观测 站,该站坐标位于(35°02′N,96°23′E),海拔高 度4313.0 m(陈金雷等,2017),如图1所示。该 观测站高寒少氧、日照时间长、紫外线强,年均降 水量380~470 mm,年平均温差不大,日温差则较 大,年均气温-3.3℃,冷季长达七八个月,暖季只 有四五个月,属于典型的高原高寒气候。下垫面植 被类型为均匀的高寒草甸或季节性湿地,地势比较 平坦开阔。观测站常年无人看守,专业技术人员每 年定期前往进行维护和数据采集。

中国科学院麻多黄河源气候与环境综合观测站 的观测项目主要有:气温、气压、空气湿度、风 速、风向和降水量等;5 cm、10 cm、20 cm、40 cm和80 cm深度的土壤体积含水量与土壤温度;5 cm、20 cm深度的土壤热通量;涡动相关系统等。 其中,土壤体积含水量与土壤温度分别用时域反射 仪(Time-Domain Reflectometer,TDR)与105T热 电阻温度传感器观测。所有仪器接入GR1000型数 据采集传输仪,并且每0.5小时记录一次数据,观 测时间以北京时间为准。本文将选取2014年5月 19日至2015年5月15日的观测数据进行分析。

3 数据分析方法

3.1 冻结过程中土壤热通量的数值解法

土壤水释放出冻结潜热可能会影响到高寒湿地 下垫面土壤热通量的变化特征,因此有必要发展考 虑冻结潜热的土壤热通量计算方法。在土壤温度分 布不均匀的情况下将会发生热传导。一维情况下土 壤热通量正比于温度梯度,即:

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z},\tag{1}$$

其中, *G*为土壤热通量(单位: W m⁻²), λ为土壤 热传导率(单位: W K⁻¹ m⁻¹), *T*为土壤温度(单 位: K), *z*为土壤深度(单位: m,向下为正)。

土壤热通量的垂直不均匀将会导致土壤内能的 增大或减小。不考虑冻融过程外的其他源汇项,根 据热力学第二定律可以得到以下方程:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2},\tag{2}$$

其中, *H*为单位体积土壤的热焓(单位: J)。冻融 过程中焓的变化是由温度的变化或者水的相变引 起。即:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \rho_{\rm s} C_{\rm s} \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_{\rm i} L_{\rm f} \frac{\partial \theta_{\rm i}}{\partial t}, \qquad (3)$$

其中, ρ_s 为土壤密度(单位: kg m⁻³), C_s 为土壤比 热容(单位: J kg⁻¹ K⁻¹), ρ_i 为冰的密度(单位: kg m⁻³), L_i =3.337×105 J kg⁻¹为水的冻结潜热常数 (Oleson et al., 2013), θ_i 为土壤体积含冰量。



图1 中国科学院麻多黄河源气候与环境综合观测站地理位置

Fig. 1 Location of the Maduo climate and environment comprehensive observatory of the Chinese Academy of Sciences

由 (2)、(3) 可以得到:

$$-\frac{\partial G}{\partial z} = \rho_{s}C_{s}\frac{\partial T}{\partial t} - \rho_{i}L_{f}\frac{\partial \theta_{i}}{\partial t}.$$
(4)

方程两边对z积分,即:

$$G(z) = G(Z_{\rm ref}) + \int_{z}^{Z_{\rm ref}} \rho_{\rm s} c_{\rm s} \frac{\partial T(z)}{\partial t} dz - \int_{z}^{Z_{\rm ref}} \rho_{\rm i} L_{\rm f} \frac{\partial \theta_{\rm i}}{\partial t} dz, \qquad (5)$$

其中, *G*(*z*)为深度为*z*处的土壤热通量, 而*G*(*Z*_{ref}) 为某一参考层*Z*_{ref}处的土壤热通量。公式(5)为使 用土壤温度积分法考虑融解潜热时计算土壤热通量 的公式, 右端最后一项为冻结潜热项, 如果去掉该 项则公式转换为不考虑冻结潜热项的土壤热通量计 算公式(陈星等, 2014)。

由于水和冰的热容量差异较大,对于冻融的不同阶段采用不同的土壤体积热容量(Yao et al., 2011)。当土壤处于完全融化阶段,时体积热容量为

 $\rho_{s}C_{s} = \rho_{dry}C_{dry}(1 - \theta_{sat}) + \rho_{w}C_{w}\theta_{w},$ (6) 其中, $\rho_{dry}C_{dry}(1 - \theta_{sat})$ 为干土壤的体积热容量,取 1.27×10⁶ J m⁻³ (Tanaka et al., 2001); $\rho_{w}C_{w}$ 为液态 水的体积热容量,取4.18×10⁶ J m⁻³ K⁻¹; θ_{w} 为体积 含水量(单位: m³ m⁻³)。当土壤处于冻融阶段, 时土壤体积热容量为

 $\rho_{s}C_{s} = \rho_{dry}C_{dry}(1 - \theta_{sat}) + \rho_{w}C_{w}\theta_{w} + \rho_{i}C_{i}\theta_{i}, (7)$ 其中, $\rho_{i}C_{i}$ 为冰的体积热容量, 取1.94×10⁻⁶ J m⁻³ K⁻¹; θ_{i} 为土壤体积含冰量(单位: m³ m⁻³)。

土壤完全冻结后体积含水量变化较小,可以 认为土壤的体积含水量和体积含冰量均为常数, 完全冻结后的土壤体积热容量计算公式同 公式(7)。

3.2 土壤温度积分法计算5 cm 土壤热通量

假设冻融过程中土壤液态水含水量的变化全部 由水的相变导致,则可以用土壤含水量的变化来代 替含冰量的变化,公式(5)可以变形为

$$G(z) = G(Z_{\rm ref}) + \int_{z}^{Z_{\rm ref}} \frac{\partial \rho_{\rm s} c_{\rm s} T(z)}{\partial t} dz + \int_{z}^{Z_{\rm ref}} \rho_{\rm w} L_{\rm f} \frac{\partial \theta_{\rm w}}{\partial t} dz.$$
(8)

为了检验公式(8)的适用性,利用20 cm 深 度的土壤热通量和5 cm、10 cm和20 cm三个深度 的土壤温度、体积含水量的观测数据,采用公式 (8)计算5 cm 深度土壤热通量,并与实测进行比 较。假设5 cm 的观测数据可以代表5~7.5 cm 深的 土壤状况,10 cm的观测数据可以代表7.5~15 cm 深的土壤状况,20 cm 观测数据可以代表15~20 cm 深土壤状况,则如图2所示,5 cm、10 cm、20 cm 三个深度观测数据分别能代表0.025 m、0.075 m和0.05 m厚的土壤平均状态,对公式(8)进行 差分,则含有冻结潜热项的温度积分法公式的差分 形式为

$$G_{5} = G_{20} + 0.025 \times \left(\rho_{s5\,cm}C_{s5\,cm} \times \frac{T_{5cm}^{n+1} - T_{5cm}^{n-1}}{2\Delta t} + \rho_{w}L_{f} \times \frac{\theta_{w5cm}^{n+1} - \theta_{w5cm}^{n-1}}{2\Delta t}\right) + 0.075 \times \left(\rho_{s10\,cm}C_{s10\,cm} \times \frac{T_{10\,cm}^{n+1} - T_{10\,cm}^{n-1}}{2\Delta t} + \rho_{w}L_{f} \times \frac{\theta_{w10\,cm}^{n+1} - \theta_{w10\,cm}^{n-1}}{2\Delta t}\right) + 0.05 \times \left(\rho_{s20\,cm}C_{s20\,cm} \times \frac{T_{20\,cm}^{n+1} - T_{20\,cm}^{n-1}}{2\Delta t} + \rho_{w}L_{f} \times \frac{\theta_{w20\,cm}^{n+1} - \theta_{w20\,cm}^{n-1}}{2\Delta t}\right),$$
(9)

其中, Δ*t*为时间格距, *n*为数据观测的时刻。相应 地,不含冻结潜热项的土壤温度积分法公式差分形 式表述为

$$G_{5} = G_{20} + 0.025 \times \rho_{s5cm} C_{s5cm} \times \frac{T_{5cm}^{n+1} - T_{5cm}^{n-1}}{2\Delta t} + 0.075 \times \rho_{s10cm} C_{s10cm} \times \frac{T_{10cm}^{n+1} - T_{10cm}^{n-1}}{2\Delta t} + (10)$$
$$0.05 \times \rho_{s20cm} C_{s20cm} \times \frac{T_{20cm}^{n+1} - T_{20cm}^{n-1}}{2\Delta t}.$$

通过以上差分方程,使用温度及体积含水量观 测数据,可以计算出5 cm深度的土壤热通量。



图2 三层观测数据所代表的土壤厚度示意图

Fig. 2 Schematic diagram of soil thickness represented by data observed in three different layers

4 结果分析

4期

4.1 冻结锋面对土壤热通量的影响

为了分析高寒湿地下垫面土壤热通量的变化特征,图3给出了2014年5月至2015年5月高寒湿地下垫面5 cm和20 cm深度土壤热通量随时间的变化 (向下为正)。由图可以看出,2014年10月19日至 11月17日20 cm处的土壤热通量观测值振幅消失 且数值上趋于零,这是由于季节变化导致土壤中的 液态水开始冻结并产生冻结锋面,而冻结锋面的温 度为土壤水的冰点,使得冻结锋面以下的土壤温度 梯度趋于零,并导致20 cm深度土壤热通量振幅减 小且趋近于零。此外,在2015年5月前后土壤融化 时 20 cm土壤热通量振幅也会减弱;完全融化期和 完全冻结期20 cm土壤热通量存在明显的日变化。

图4给出了2014年10月15日至11月20日高寒 湿地下垫面20 cm深度土壤热通量与体积含水量的 变化。在2014年10月19日前后由于土壤表层冻结 锋面的形成,20 cm土壤热通量日变化振幅减小。 从20 cm体积含水量推测冻结锋面在11月8日左右 下移到20 cm深度,体积含水量开始迅速减小,同 时土壤热通量日变化振幅恢复。假设冻结锋面形成 以后地表的降水不再渗透进入冻结锋面以下的土 壞,土壤体积含水量的减少是因为土壤液态水冻结 成为冰,说明当冻结锋面下移到某深度后,该深度 以下的土壤液态水也开始冻结,所释放的冻结潜热 会向上穿过热通量板所在土层并被观测到。

4.2 冻结过程中降水对土壤热通量的影响

图5给出了2014年10月15日至11月20日高寒 湿地下垫面降水和5 cm土壤热通量的变化。图6为 10月26日至29日土壤热通量、降水强度、向下短 波辐射、反照率、气温、地面温度的变化,其中, 地面温度*T*_{ste}由地表长波辐射资料计算而来,计算 公式如下:

$$T_{\rm sfc} = \left(\frac{R_{\rm LW}^{\uparrow} - (1 - \varepsilon_{\rm g}) R_{\rm LW}^{\downarrow}}{\varepsilon_{\rm g} \sigma}\right)^{\frac{1}{4}},\tag{11}$$

其中, $R_{Lw}^{\uparrow} \cap R_{Lw}^{\downarrow}$ 分别代表向上和向下的地表长波 辐射(单位: W m⁻²); ε_{g} 为地表比辐射率,取经验 值 0.96; σ 为 Stefan-Boltzmann 常数,取 5.67×10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴。

从图5的降水强度直方图可以看出,10月27 日有降水发生,降水下渗冻结后释放出的潜热对土 壤热通量的影响显示在土壤热通量变化曲线上,可 以看到28日凌晨没有出现明显向上的土壤热通量, 而28日的降水对29日土壤热通量影响不明显。



图3 2014年5月至2015年5月高寒湿地下垫面5 cm、20 cm 深度土壤热通量变化

Fig. 3 The variations of soil heat fluxes at depths of 5 cm and 20 cm in the alpine wetland from May 2014 to May 2015



图4 2014年10月15日至11月20日高寒湿地下垫面20 cm深度土壤热通量与体积含水量变化过程

Fig. 4 The variations of soil heat fluxes and volume liquid water contents at a depth of 20 cm in the alpine wetland from 15 October to 20 November 2014



图 5 2014年10月15日至11月20日高寒湿地下垫面 5 cm 土壤热通量与降水强度变化过程 Fig. 5 The variations of soil heat fluxes and precipitation intensity at a depth of 20 cm in the alpine wetland from 15 October to 20 November 2014

从图6的向下短波辐射和反照率资料可以看出,受降水和云的影响,10月27日向下短波辐射较小,而且28日上午反照率较大,下午恢复正常。

从地面温度和气温的变化曲线可以看出: 白天 受太阳辐射加热影响,地面温度高于气温; 夜间气 温与地面温度接近。但28日凌晨由于地面升华或 蒸发潜热的释放使得地面温度低于大气温度。

10月27日的总降水量为2.898 mm, 仅在中午 12:00气温大于0°C,将此时的0.022 mm降水判定 为降雨,其他时间出现的2.876 mm降水判定为降 雪。在10月27日10:00~18:00之间除17:00(地面 温度为-0.18°C)外,其他时间的地面温度均大于 0°C,但随后18:00的地面温度上升到0.17°C,因此 判定18:00之前的降水都融化成了液态水,共计 1.447 mm。此外根据辐射资料计算得到该时段的 反照率在0.12到0.26之间,因此也可以判定降水没 有在地面形成积雪。10月27日19:00及21:00观测 到两次降雪发生,降水强度分别为1.384 mm h⁻¹、 0.067 mm h⁻¹。这两次降水均发生在夜间,无法使 用反照率判断其融化情况。使用辐射资料计算得到 10月27日18:30、19:00、19:30地面温度分别为



图6 2014年10月26~29日高寒湿地下垫面(a) 5 cm土壤热通量、降水强度,(b)向下短波辐射、反照率,(c)气温、地面温度的变化 Fig. 6 The variations of (a) soil heat fluxes at a depth of 5 cm and precipitation intensity, (b) downward shortwave radiation and albedo, (c) air temperature and soil surface temperature in the alpine wetland during 26–29 October 2014

-0.66℃、-2.47℃、-3.23℃。考虑到紧贴地面的水 的实际凝结点可能会低于0℃,18:30发生的降雪 可能会有一部分融化并下渗入土壤。由于降水下渗 导致土壤表层体积含水量增加,土壤液态水冻结过 程所释放的冻结潜热使得28日凌晨未出现明显向 上的土壤热通量。

26 日最高地面温度达到15.77℃,27 日凌晨的 气温也相对较高,最低温度仅为-4.81℃。白天融 化的土壤水分在凌晨冻结的过程中释放出融化潜热 并导致27 日凌晨5 cm未观测到向上的土壤热通量。 根据该观测结果可以推测出高寒湿地下垫面5 cm 以上的土壤有日冻融循环现象的发生。

4.3 土壤水分的日冻融循环特征

图7给出了高寒湿地下垫面5 cm深度土壤温度 和体积含水量的变化。可以看出,在2014年10月 19日及之前土壤最高温度大于0℃,液态水含量保 持在40%左右;从10月20日起土壤最高温度低于 0℃,土壤温度日变化振幅减弱甚至消失,土壤体 积含水量逐渐降低;11月2日开始土壤温度日变化 振幅逐渐增大,体积含水量逐渐稳定在10%左右。 假设10月19日锋面尚未达到5 cm深度,则5 cm深 度土壤从10月20日开始冻结到11月2日结束,冻 结期13天。 5 cm 深度的土壤处在冻结期时土壤温度日变 化振幅减弱甚至消失,温度长时间维持在土壤水的 实际冰点附近,这会使土壤水实际冰点易于辨别。 由于冻结过程中土壤水会释放出冻结潜热,使得湿 地下垫面土壤 5 cm 温度在完全融化期不会受天气 影响而低于土壤水的实际冰点;完全冻结期不会受 天气影响而高于土壤水的实际冰点。

受土壤盐度和土壤颗粒表面张力的影响,土壤 实际冰点会小于0℃(王璐璐等,2007)。根据麻 多观测站5 cm土壤温度和体积含水量的观测数据, 在体积含水量迅速下降的时间里土壤最高温度并未 高于0℃。除受到降水天气影响的10月27日外, 实测5 cm土壤体积含水量逐渐下降,且日循环特 征不明显,说明高寒湿地下垫面在季节性冻结过程 中,5 cm深度无法观测到日冻融循环。

一般情况下,在忽略土壤盐度和土壤颗粒表面 张力对于土壤水冰点的影响时,认为土壤最高温度 高于0℃并且日最低温度低于0℃时,土壤处在冻 结\融化过程(Guo et al., 2011),而且可能会存在 日冻融循环(Yang et al., 2007)。麻多观测站2014 年10月2日、5~9日、12~16日、18日的5 cm土 壤最高温度高于0℃且土壤最低温度低于0℃,但 这些天的土壤液态水并未发生明显的变化,说明日 冻融循环的判定标准在高寒湿地下垫面5 cm 深度的土壤中并不适用。

4.4 冻结潜热对土壤热通量的影响

使用 2014年 10月 21日至 11月 14日共 24 天的 观测数据来验证公式(9)和(10)。5 cm 深度发 生冻结时间为 10月 21日至 11月 2日;10 cm 深度 发生冻结时间为 10月 29日至 11月 11日;20 cm 深 度发生冻结时间为 11月 8日至 11月 14日。

图8给出了使用公式(9)和(10)分别从20

cm 土壤热通量计算得到5 cm 土壤热通量以及实测 5 cm 土壤热通量的变化曲线。在11月8日之前, 使用含有冻结潜热项的土壤温度积分法计算出来的 土壤热通量更接近于实测数据,而不含冻融潜热项 的土壤温度积分法计算出来的土壤热通量值与实测 值偏离较多。说明在冻结锋面达到20 cm 的参考深 度以前,若不考虑冻结潜热项使用土壤温度积分法 计算出的土壤热通量将会出现系统误差。

从11月8日开始冻结锋面下沉到20 cm 深度,



图7 2014年10月1日至11月15日高寒湿地下垫面5 cm 深度土壤冻结前后温度和体积含水量变化 Fig. 7 The variations of soil temperatures and volume liquid water contents at a depth of 5 cm from 1 October to 15 November 2014



图 8 2014年10月21日至11月15日5 cm土壤热通量计算值与实测值变化过程: (a) 含冻结潜热项; (b) 不含冻结潜热项 Fig. 8 The variations of calculated and observed soil heat fluxes at a depth of 5 cm from 21 October to 15 November 2014 : (a) With freezing latent heat term; (b) without freezing latent heat term

根据图4的结论,此后观测得到土壤体积含水量迅速下降,20 cm以下深度的土壤液态水也开始冻结,所释放的冻结潜热会向上穿过热通量板并被观测到。在11月8日及以后的时间段内,使用不考虑冻结潜热项的温度积分法计算出的土壤热通量与实测值更接近,而在考虑冻结潜热项后计算值与实际值偏差较大。说明若冻结锋面达到并处于参考深度以下时,使用温度积分法时不需要增加冻结潜热项。造成这种现象的物理原因是,冻结锋面位于参考深度以下时,冻结过程主要发生在参考深度以下,此时土壤释放出的冻结潜热可以被位于参考深度以下,此时土壤释放出的冻结潜热可以被位于参考深度的热通量板所观测到,此时计算土壤热通量无需考虑冻结潜热的影响。

使用差分公式(10)计算5cm土壤热通量时, 会因为观测土壤温度、体积含水量的探头之间距离 较远,无法准确捕捉到冻结锋面的位置及运动状态 而导致误差,而且冻结锋面所处的位置越深,冻结 锋面运动的速度就越慢,导致计算的误差进一步增 大。若使用5 cm热通量资料及以地表到5 cm深度 的土壤温度、体积含水量的观测资料计算地表热通 量,则因公式(5)被差分而导致的误差将会变小。

图9给出了两种不同冻结阶段两种计算方法得 到的5 cm土壤热通量与实测值的比较。在20 cm开 始冻结前使用温度积分法计算5 cm土壤热通量时, 考虑冻结潜热项相比于不考虑冻结潜热项,计算值 与实测之间的相关系数从0.737上升到0.929,均方 根误差从11.5 W m⁻²下降到6.2 W m⁻²。而在20 cm 开始冻结后,冻结潜热主要发生在热通量板以下, 若错误的使用了冻结潜热主要发生在热通量板以下, 若错误的使用了冻结潜热项将会使计算值与实测值 之间的相关系数从0.956下降到0.804,均方根误差 从7.1 W m⁻²上升到31.4 W m⁻²。



由上讨论可知,在计算冻结过程中的土壤热通

图9 5 cm 土壤热通量实测值与计算值散点图:(a) 20 cm 开始冻结前(含有冻结潜热项);(b) 20 cm 开始冻结后(含有冻结潜热项);(c) 20 cm 开始冻结前(不含冻结潜热项);(d) 20 cm 开始冻结后(不含冻结潜热项))

Fig. 9 The scatter plots of the observed and calculated soil heat fluxes at a depth of 5 cm: (a) Before freezing at a depth of 20 cm (the calculated values with the freezing latent heat term); (b) after freezing at a depth of 20 cm (the calculated values with the freezing latent heat term); (c) before freezing at a depth of 20 cm (the calculated values without the freezing latent heat term); (d) after freezing at a depth of 20 cm (the calculated values without the freezing latent heat term); (d) after freezing at a depth of 20 cm (the calculated values without the freezing latent heat term); (d) after freezing latent heat term)

量时不仅需要将土壤热通量板以上的土壤热贮存计 算在内,而且还需要将热通量板以上的冻结潜热计 算在内。在冻结过程的土壤热通量计算中如果略去 冻结潜热项将会出现计算误差。

5 结果与讨论

本研究利用中科院麻多站2014年5月至2015 年5月的观测资料,分析了高寒湿地下垫面冻结过 程中的土壤热通量的变化特征,并在土壤热通量计 算公式中引进了冻结潜热项且进行了计算试验,得 到结论如下:

(1) 在冻结锋面形成后,冻结锋面的温度为土 壤水的冰点,冻结锋面以下土壤温度梯度减小,土 壤热通量接近于零且没有明显的日变化;冻结锋面 所在深度土壤体积含水量会迅速降低,随着冻结过 程的发展该深度以下的土壤液态水也将开始冻结, 所释放的冻结潜热会向上穿过热通量板所在土层并 被观测到;冻结阶段的降水下渗进入土壤,并且在 冻结过程中释放出冻结潜热,会使次日凌晨5 cm 深度土壤热通量观测值接近于零。

(2) 在季节性冻结期, 当凌晨气温较高时观测 到穿过5 cm 土壤层的向上土壤热通量很小,并推 测是由表层土壤发生了日冻融循环所致。湿地含水 量较高,5 cm 深度冻结期长约13 天。冻结阶段5 cm 深度会有向上的土壤热通量,但土壤温度长时 间维持在土壤水的实际的冰点附近,土壤温度日变 化振幅减弱甚至消失,使得土壤水实际冰点易于辨 别。冻结过程中土壤水会释放的冻结潜热,使得湿 地下垫面土壤5 cm 温度在完全融化期不会受天气 系统影响而低于冰点,在完全冻结期不会受天气系 统影响而高于冰点。日冻融循环只发生在很浅的表 层,5cm深度已经无法探测到日冻融循环。由于 土壤盐度和土壤颗粒表面张力的对土壤水冰点的影 响,湿地下垫面5 cm 土壤日最高温度大于0℃且最 低温度低于0℃的时间段内,可能不会存在水的相 变,日冻融循环期的界定标准在高寒湿地下垫面并 不适用。

(3) 土壤热通量的计算试验显示,计算高寒湿 地下垫面冻结过程中的土壤热通量时,需要考虑冻 结潜热的贡献。提出在计算冻结过程中的土壤热通 量时需要同时将土壤热通量板以上的土壤热贮存和 冻结潜热计算在内。在使用 20 cm 土壤热通量以及 5 cm、10 cm 和 20 cm 的土壤温度、体积含水量数据 计算了 5 cm 的土壤热通量的验证试验中,计算值与 实测值之间的均方根误差将会从原方法的 11.5 W m⁻² 下降到含有冻结潜热项的新方法的 6.2 W m⁻²。

本文分析了高寒湿地下垫面冻结过程中的冻结 潜热对土壤热通量变化的影响,提出在计算高寒湿 地下垫面土壤热通量时需要考虑冻结潜热的影响, 但是仍有不足之处:(1)由于缺乏地表到5 cm之 间土壤的温度、体积含水量观测数据,无法使用含 有冻结潜热项的土壤温度积分法计算出冻结期间的 地表热通量。(2)由于土壤含冰量难以被测量,而 且季节性融化阶段又难以区分体积含水量增加的部 分中来自降水和冰融化的贡献,导致难以对融化阶 段的冻结潜热项进行定量分析。需要进一步研究发 展出适用于冻结和融化过程的考虑冻结潜热项,并 且能计算出地表热通量的方法。

参考文献 (References)

- Bai J H, Lu Q Q, Zhao Q Q, et al. 2013. Effects of alpine wetland landscapes on regional climate on the Zoige Plateau of China [J]. Adv. Meteor., 2013: 972430. doi:10.1155/2013/972430
- Beer C, Lucht W, Gerten D, et al. 2007. Effects of soil freezing and thawing on vegetation carbon density in Siberia: A modeling analysis with the Lund-Potsdam-Jena Dynamic Global Vegetation Model (LPJ-DGVM) [J]. Global Biogeochemical Cycles, 21(1): GB1012. doi:10.1029/2006GB002760
- 陈金雷, 文军, 王欣, 等. 2017. 黄河源高寒湿地一大气间暖季水热交换特征及关键影响参数研究 [J]. 大气科学, 41(2): 302-312. Chen J L, Wen J, Wang X, et al. 2017. Characteristics of water and heat exchanges and their crucial influencing factors on the alpine wetland during the warm season in the source region of the Yellow River [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (2): 302-312. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1607.16103
- 陈星, 余晔, 陈晋北, 等. 2014. 黄土高原半干旱区冬小麦田土壤热通 量的计算方法研究 [J]. 高原气象, 33(6): 1514-1525. Chen X, Yu Y, Chen J B, et al. 2014. Study of estimation of soil heat flux at a wheat field in semi-arid area of Loess Plateau [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 33(6): 1514-1525. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013. 00091
- Gao Z Q, Fan X G, Bian L G. 2003. An analytical solution to onedimensional thermal conduction-convection in soil [J]. Soil Sci., 168 (2): 99–107. doi:10.1097/00010694-200302000-00004
- 葛骏, 余晔, 李振朝, 等. 2016. 青藏高原多年冻土区土壤冻融过程对 地表能量通量的影响研究 [J]. 高原气象, 35(3): 608-620. Ge J, Yu Y, Li Z C, et al. 2016. Impacts of freeze/thaw processes on land surface energy fluxes in the permafrost region of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 35(3): 608-620. doi: 10.

No. 4 LI Guangwei et al. Analysis of the Characteristics of Soil Heat Flux in the Freezing Process of Alpine Wetland at ... 729

7522/j.issn.1000-0534.2016.00032

4 期

- Guo D L, Yang M X, Wang H J. 2011. Characteristics of land surface heat and water exchange under different soil freeze/thaw conditions over the central Tibetan Plateau [J]. Hydrol. Proc., 25(16): 2531– 2541. doi:10.1002/hyp.8025
- Hu H, Argyropoulos S A. 1996. Mathematical modelling of solidification and melting: A review [J]. Modell. Simul. Mater. Sci. Eng., 4(4): 371–396. doi:10.1088/0965-0393/4/4/004
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 1535pp. doi:10. 1017/CBO9781107415324
- Mayocchi C L, Bristow K L. 1995. Soil surface heat flux: Some general questions and comments on measurements [J]. Agric. Forest Meteor., 75(1-3): 43–50. doi:10.1016/0168-1923(94)02198-S
- 孟宪民. 1999. 湿地与全球环境变化 [J]. 地理科学, 19(5): 385-391. Meng X M. 1999. Wetlands and global environmental change [J]. Sci. Geogra. Sinica (in Chinese), 19(5): 385-391. doi:10.3969/j.issn. 1000-0690.1999.05.001
- Mohamed Y A, Bastiaanssen W G M, Savenije H H G, et al. 2012. Wetland versus open water evaporation: An analysis and literature review [J]. Phy. Chem. Earth, 47–48: 114–121. doi:10.1016/j.pce. 2011.08.005
- Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. 2013. Technical Description of Version 4.5 of the Community Land Model (CLM) [M]. USA: NCAR.
- 潘竟虎, 王建, 王建华. 2007. 长江、黄河源区高寒湿地动态变化研究 [J]. 湿地科学, 5(4): 298-304. Pan J H, Wang J, Wang J H. 2007. Dynamic change of frigid wetlands in source region of the Yangtze and Yellow rivers [J]. Wetland Sci. (in Chinese), 5(4): 298-304. doi: 10.13248/j.cnki.wetlandsci.2007.04.003
- Philip J R, De Vries D A. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients [J]. Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 38(2): 222–232. doi:10.1029/TR038i002p00222
- Rolph III W D, Bathe K J. 1982. An efficient algorithm for analysis of non-linear heat-transfer with phase-changes [J]. Int. J. Numer. Meth.

Eng., 18(1): 119-134. doi:10.1002/nme.1620180111

- Russell E S, Liu H P, GaoZ M, et al. 2015. Impacts of soil heat flux calculation methods on the surface energy balance closure [J]. Agric. Forest Meteor., 214–215: 189–200. doi: 10.1016/j.agrformet.2015. 08.255
- Shamsundar N, Sparrow E M. 1975. Analysis of multidimensional conduction phase change via the enthalpy model [J]. Journal of Heat Transfer, 97(3): 333–340. doi:10.1115/1.3450375
- Tanaka K, Ishikawa H, Hayashi T, et al. 2001. Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79(1B): 505–517. doi:10.2151/jmsj.79.505
- 王澄海,董文杰,韦志刚. 2003. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气 环流关系的研究 [J]. 地球物理学报, 46(3): 309-316. Wang C H, Dong W J, Wei Z G. 2003. Study on relationship between the frozenthaw process in Qinghai-Xizang Plateau and circulation in East-Asia [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 46(3): 309-316. doi:10.3321/j. issn:0001-5733.2003.03.005
- 王璐璐, 陈晓飞, 马巍, 等. 2007. 不同土壤冻融特征曲线的试验研究 [J]. 冰川冻土, 29(6): 1004-1011. Wang L L, Chen X F, Ma W, et al. 2007. Experimental study of the freezing and thawing characteristic curves of different soils [J]. J. Glaciol. Geocryol. (in Chinese), 29(6): 1004-1011. doi: 10.3969 / j. issn. 1000-0240.2007. 06.022
- Whalen S C. 2005. Biogeochemistry of methane exchange between natural wetlands and the atmosphere [J]. Environ. Eng. Sci., 22(1): 73–94. doi:10.1089/ees.2005.22.73
- Yang M X, Yao T D, Gou X H, et al. 2007. Diurnal freeze/thaw cycles of the ground surface on the Tibetan Plateau [J]. Chinese Sci. Bull., 52(1): 136–139. doi:10.1007/s11434-007-0004-8
- Yao J M, Zhao L, Gu L L, et al. 2011. The surface energy budget in the permafrost region of the Tibetan Plateau [J]. Atmos. Res., 102(4): 394–407. doi:10.1016/j.atmosres.2011.09.001
- 张宇,李东庆,明锋. 2016. 冻融循环作用下土体冻结锋面移动规律 试验研究 [J]. 冰川冻土, 38(3): 679-684. Zhang Y, Li D Q, Ming F. 2016. Experimental study of the freezing front movement owing to freezing-thawing cycles [J]. J. Glaciol. Geocryol. (in Chinese), 38 (3): 679-684. doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2016.0075