

文章的创新点与重要意义

过去几十年,使用土壤热通量板观测数据来计算地表土壤热通量的公式变得越来越精确,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。高寒湿地下垫面土壤液态水含水量较高,冻结潜热对土壤热通量的影响也较大。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,得到主要创新点如下:

1 在陆面过程研究中最先分析了冻结锋面对土壤热通量的影响。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。并指出该现象主要是由土壤液态水冻结过程中所释放相变潜热导致。

2 论述了高寒湿地下垫面冻结期土壤温度以及土壤日冻融循环独特的变化特征。在季节性冻结期,当凌晨气温较高时观测到穿过 5cm 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,5cm 深度冻结期长约 13 天。冻结阶段 5cm 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 5cm 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 5cm 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 20cm 土壤热通量以及 5cm、10cm 和 20cm 的土壤温度、体积含水量数据计算了 5cm 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 $11.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 下降到含有冻结潜热项的新方法的 $6.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$

文章的意义:高寒湿地有其独特的水热交换性质,对其冻结过程中土壤热通量变化特征的分析,指出了冻结潜热对土壤热通量的贡献,有助于更精确地计算高寒湿地下垫面的土壤热通量,并能增进对高寒湿地下垫面水热循环规律的认识。

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. 中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 中国科学院西北生态环境资源研究院, 甘肃兰州 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, 四川 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-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 5cm 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 5cm 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 5cm 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 $11.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 下降到 $6.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。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

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; Stocker, 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 W D and Bathe K J, 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)。高志球等 (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的往往也被略去, 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

本文研究区域位于江河源区, 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, 该站坐标为东经 $96^{\circ} 23'$, 北纬 $35^{\circ} 02'$, 海拔高度 4313.0m (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°C , 冷季长达七八个月, 暖季只有四五个, 属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。

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

Figure 1. The Location of the Maduo Climate and Environment Comprehensive observatory of Chinese Academy of Sciences

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；5cm、10cm、20cm、40cm 和 80cm 深度的土壤体积含水量与土壤温度；5cm、20cm 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 型数采仪，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

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

其中 G 为土壤热通量（单位： $W \cdot m^{-2}$ ）； λ 为土壤热传导率（单位： $W \cdot K^{-1} \cdot m^{-1}$ ）； 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：

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2)$$

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

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \rho_s C_s \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i L_f \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (3)$$

其中 ρ_s 为土壤密度（单位： $kg \cdot m^{-3}$ ）； C_s 为土壤比热容（单位： $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ ）； ρ_i 为冰的密度（单位： $kg \cdot m^{-3}$ ）； $L_f = 3.337 \times 10^5 J \cdot kg^{-1}$ 为水的冻结潜热常数（Oleson et al., 2013）； θ_{ice} 为土壤体积含冰量。

由（2）、（3）可以得到：

$$-\frac{\partial G}{\partial z} = \rho_s C_s \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i L_f \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (4)$$

方程两边对 z 积分，即：

