

脉冲边界模型测量冻土坡面径流流速与距离优选^{*}

董月群 庄晓晖 雷廷武 马玉莹 殷哲
(中国农业大学水利与土木工程学院, 北京 100083)

摘要: 在室内不同坡度和流量条件下,用电解质脉冲边界模型以及染色剂示踪法进行冻土坡面和未冻土壤坡面径流流速测量的对比研究。采用长3.8 m、宽0.2 m和深0.08 m的试验土槽,用新疆阿克苏温宿县科其喀尔冰川流域草甸土,装土容重为1.0 g/cm³、厚度5 cm,将土样饱和后冻结,制备用于试验的冻土坡面。为提高试验效率,采用在砂纸上粘贴土壤颗粒的方法模拟未冻土壤坡面。在坡度5°、10°和15°,流量12、24和48 L/min条件下,采用电解质脉冲边界模型方法和染色剂示踪方法测量冻土和未冻土壤坡面径流流速,并确定电解质脉冲边界模型方法的最优测量距离。结果表明:电解质脉冲边界模型测量流速随着测量距离增加呈指数增加,并逐渐趋于恒定。通过流速随沟长的变化关系,计算得到冻土坡面条件下,电解质脉冲边界模型测量流速与实际流速相差5%和10%,所需测量距离分别为1.7~2.7 m以及1.4~2.1 m。电解质脉冲边界模型法测得的冻土坡面径流流速随坡度、流量增大而增大,为0.45~0.98 m/s,是未冻土壤坡面径流流速的1.43倍。冻土坡面染色剂示踪法测得的流速较电解质脉冲边界模型测得的流速大3%~20%;未冻土壤坡面染色剂示踪法测得的流速较电解质脉冲边界模型测得的流速大6%~35%。

关键词: 冻土坡面 流速 电解质脉冲边界模型 优选距离

中图分类号: S152.7 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-1298(2015)02-0146-07

Optimum Measurement Distance of Water Flow Velocity over Frozen Slopes with Pulse Boundary Model Method

Dong Yuequn Zhuang Xiaohui Lei Tingwu Ma Yuying Yin Zhe
(College of Water Resources and Civil Engineering, China Agricultural University, Beijing 100083, China)

Abstract: The water flow velocity over hillslope is an important hydraulic parameter. A series of comparative flume experiments were conducted to study the flow velocity with pulse boundary model method and dye tracer method, along both the frozen slopes and non-frozen slopes. The flume used in the experiments was 3.8 m long, 0.2 m wide, and 0.08 m high, with soil taken from Koxkar Glacier basin in Akesu, Xinjiang Automous Region. The experimental soil was packed evenly into the flume to a bulk density of 1.0 g/cm³ and a thickness of 5 cm. The packed soil was saturated before frozen prior to each experiment. The experiments involved three flow rates (12, 24 and 48 L/min) and three slope gradients (5°, 10° and 15°). The velocities measured by pulse boundary model method increased exponentially with distance from the solution injection location, before becoming steady. The distances for measuring flow velocity with pulse boundary model method on the frozen slope were calculated from the relationship of velocity and distance. The calculated results showed that the minimum distances for measured velocity with an error less than 5% were 1.7~2.7 m and those for an error less than 10% were 1.4~2.1 m from the injector under the given flow rates and slope gradients. The velocities, over frozen slopes, measured by the pulse boundary model method under the given experimental conditions ranged from 0.45 m/s to

收稿日期: 2014-01-20 修回日期: 2014-02-11
^{*} 国家自然科学基金资助项目(41230746)
作者简介: 董月群, 博士生, 主要从事土壤侵蚀研究, E-mail: dongyuequn@163.com
通讯作者: 雷廷武, 教授, 博士生导师, 主要从事土壤侵蚀和旱地农业研究, E-mail: leitingwu@cau.edu.cn

0.98 m/s, increased with slope gradients and flow rates, which were 1.43 times of those over non-frozen slopes. The velocities over frozen slopes, as measured by the dye tracer method were 3% ~ 20% higher than those measured by the pulse boundary model method under different slope gradients and flow rates. Those over non-frozen slopes measured by the dye tracer method were 6% ~ 35% higher than those measured by the pulse boundary model method. The result is useful and important to understand the hydraulic dynamic process of frozen soil erosion.

Key words: Frozen slope Flow velocity Pulse boundary method Optimum distance

引言

我国是世界上多年冻土分布面积第三大国,全国冻融侵蚀面积达 126.98 万 km², 占国土总面积 13.36%。冻土是一种温度低于 0℃ 且含有冰的土岩,对温度十分敏感且性质不稳定^[1]。季节性冻土层融化后,由于下伏冻土阻止融水下渗,形成地表溢流,造成严重水土及养分流失。已有的研究表明,冻融作用可以改变土壤结构、渗透性、导水性、容重、强度、团聚体水稳性等性质,进而影响土壤的可蚀性^[1-5]。

径流是引起融冻坡面土壤侵蚀的主要动力来源^[6-7],径流流速是表征径流土壤侵蚀输沙动力的重要参数。由于土壤中水分相变成冰,并且导致土壤颗粒受到挤压形成新的土骨架结构^[8-9],冻土坡面糙度发生相应改变,其对径流的影响,以及冻土坡面径流流速与未冻土壤坡面差异性的相关研究目前还鲜见报道。

雷廷武等^[10]提出电解质脉冲边界模型方法测量坡面薄层水流流速,该方法采用溶质运移模型理论,将高浓度盐溶液注入到径流中,在一定距离处预设传感器监测电导率变化过程,将试验数据与溶质运移的一维对流弥散模型拟合,计算对流弥散方程中的参数,包括平均流速,从而达到测量水流流速的目的。不同于传统的染色剂示踪法等流速测量方法^[11-12],该方法测量径流流速不需校正,从理论上能够在一定条件下准确测量水流流速。该方法制成的薄层水流测速仪已在砾石层、秸秆覆盖、浅沟等多种坡面条件得到应用^[13-15]。

电解质脉冲边界模型有一个重要假设,即认为盐溶液注入水流的时间与盐溶液传输通过一定距离所消耗的时间相比很短,可以认为注入的盐溶液是脉冲函数。理论上,若要符合该假设,盐溶液注入时间应该很短,或者监测点到盐溶液注入点的距离足够长。夏卫生等^[10,16]从测量流速随测距变化过程得到坡度 3°和 6°条件下电解质脉冲边界模型测量流速在距离盐溶液滴入点 1 m 后趋于稳定,10°和 12°时测量流速达到稳定则在距离盐溶液滴入点约

1.5 m 之后。雷廷武等^[15]用电解质脉冲边界模型测量砾石层水流流速,得到测量距离 0.6 m 以后,测量流速趋于稳定。水槽自由水流的流速大于砾石层中径流流速^[10,15]。流速越大,电解质脉冲边界模型测量径流流速所需测距越大。优选测量径流流速的距离,是电解质脉冲边界模型测量流速的重要内容。

本文采用电解质脉冲边界模型法,并以染色剂示踪法为对照,测量不同流量、坡度条件下冻土坡面、未冻土壤坡面径流流速。研究不同坡度、流量条件下,测量距离对电解质脉冲边界模型法测量结果的影响;优化电解质脉冲边界模型测量距离及其确定方法;进行冻土坡面径流流速与未冻土壤坡面径流流速的对比;并对电解质脉冲边界模型与染色剂示踪方法测量结果进行对比。

1 电解质脉冲边界模型

盐溶液在地表径流中随水流发生对流弥散作用,并受水流速度、水流泥沙含量、水质等影响。根据溶质运移理论,假设水流为一维的稳定流,不考虑坡面入渗和降雨的影响,得到溶质在一维稳态水流中的对流弥散方程为

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_H \frac{\partial C}{\partial x} \right) \tag{1}$$

当盐溶液加入的时间较短时,将其看成是电解质脉冲,得到定解的边界条件与初始条件为

$$C(x, t) = C_0 \delta(t) \quad (x = 0) \tag{2}$$

$$C(x, t) = 0 \quad (x = \infty) \tag{3}$$

$$C(x, t) = 0 \quad (t = 0) \tag{4}$$

式中 C ——溶液质量浓度,是关于 x 和 t 的函数, kg/m³

C_0 ——初始浓度, kg/m³

x ——沿水流方向的距离, m

$\delta(t)$ ——脉冲函数

u ——水流流速, m/s t ——时间, s

D_H ——水动力弥散系数, m²/s

式(1)的解析解(脉冲响应函数)为

$$C(x, t) = C_0 \frac{x}{2t \sqrt{\pi D_H t}} \exp \left(-\frac{(x - ut)^2}{4D_H t} \right) \tag{5}$$

用式(5)拟合试验获得的一定测距上的溶质电导率随时间变化过程,利用最小二乘法即可优化模型参数^[10],得到水动力弥散系数 D_H 和水流流速 u 。

染色剂示踪法测量所得流速 u_d 为

$$u_d = \frac{L}{t_1}$$

(6)

式中 L ——测量距离,m
 t_1 ——溶液流过测量距离所需要的时间,s

2 材料与方法

试验仪器包括:马氏瓶、试验土槽以及薄层水流测速仪。试验土槽宽 0.2 m、深 0.08 m,由 2 段组成,其中上半段长为 1.8 m,为加速段;下半段长为 2 m,为流速测量段。试验土槽上部装有长 0.2 m、宽 0.2 m、深 0.08 m 的稳流槽,土槽出水口用百叶窗稳定水流水位和顺利排水。选取径流流量为 12、24 和 48 L/min,坡度为 5°、10°和 15°,试验设 3 个重复。供试土壤为新疆阿克苏温宿县科其喀尔冰川流域草甸土(粘粒 11.98%、粉粒 81.17%、砂粒 6.85%)。试验前先将土壤过 10 mm 孔筛,去除草根、石块等杂质。

2.1 冻土坡面制备

将试验土壤均匀地装入土槽内,厚度为 5 cm,容重 1.0 g/cm³。装土时保持土壤表面一定的糙度,并使土壤表面在土槽边壁处略高于其他地方,以保证水流在坡面中间流动,尽可能避免边壁对水流的影响。将土壤充分饱和后,放置 24 h,以便保证均匀的初始含水率及部分消除填装不均匀的影响。然后将土槽放入冷冻室,待饱和土壤完全冻结后取出,用保温材料将土槽外边壁包裹好,如图 1 所示。



图 1 冻土坡面示意图
Fig. 1 General view of the frozen slope

2.2 未冻土壤坡面

由于侵蚀的发生,若直接采用装填土,则未冻土壤坡面径流流速测量试验需要装土 27 次,且每次试验皆需要拆装仪器,这些都影响试验效率。因此本

试验采用在砂纸上粘贴土壤颗粒的办法来模拟未冻土壤坡面。将平均颗粒直径为 0.764 mm 的砂纸平整地贴在土槽底部,在砂纸上均匀的刷上胶水,再铺上试验用土颗粒,用重物压 12 ~ 24 h 后,清除多余的土颗粒。形成如图 2 所示的模拟土壤表面。为保证可比性,冻土坡面和未冻土壤坡面加速段的下垫面一致。

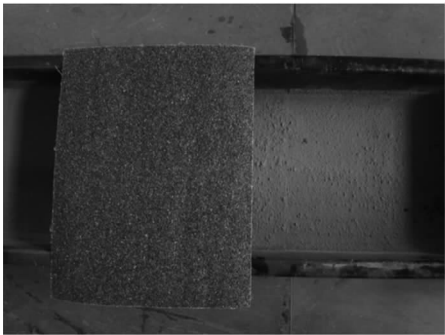


图 2 未冻土壤坡面示意图
Fig. 2 Sandpaper before and after being glued with soil particles

2.3 流速测量系统

电解质脉冲边界模型流速测量系统包括操作控制计算机,数据采集管理器,感应探针以及盐溶液注入装置。计算机中安装有可以控制测量过程、计算流速的软件。数据采集器接收计算机程序信号控制盐溶液注入,接收探针感应到电导率随时间变化的信号,并传送到操作控制计算机。感应探针用来感应水流电导信号,每个电导传感器有 6 根钢针,每根钢针直径 0.4 cm,长 20 cm,钢针之间间隔为 3.5 cm。盐溶液注入装置可快速地注入饱和 KCl 溶液,作为溶质对流弥散模型的上边界条件,注入时间与数据采集开始时间同步。试验装置如图 3 所示,盐溶液注入装置安装在距离水流入口 2.25 m 处。以盐溶液注入点为起点顺着径流方向将 5 个探针每隔 30 cm 依次固定在土槽上,将盐溶液注入装置以及探针分别与数据采集管理器的相应端口连接。

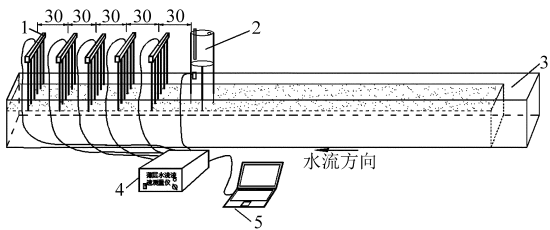


图 3 试验装置布置图
Fig. 3 Experimental equipment arrangement
1. 感应探针 2. 盐溶液注入装置 3. 稳流槽 4. 数据采集管理器 5. 计算机控制系统

采用马氏瓶控制供水流量,并在马氏瓶中加入冰块使水温降到 0℃左右。当率定好设计流量的径

流到达出口后,开启注入装置注入饱和 KCl 溶液,注入时间为 0.6 s。在注入口下方使用漏斗使盐溶液集中地流入径流。在注入溶液的同时,数据采集器开始记录探测到的电解质信号,采集频率为 50 点/s,采样时间为 10 s。试验过程参照文献[16–17]。同时,用高锰酸钾溶液测量从第 1 个探针到第 5 个探针间的流速。试验重复 3 次。

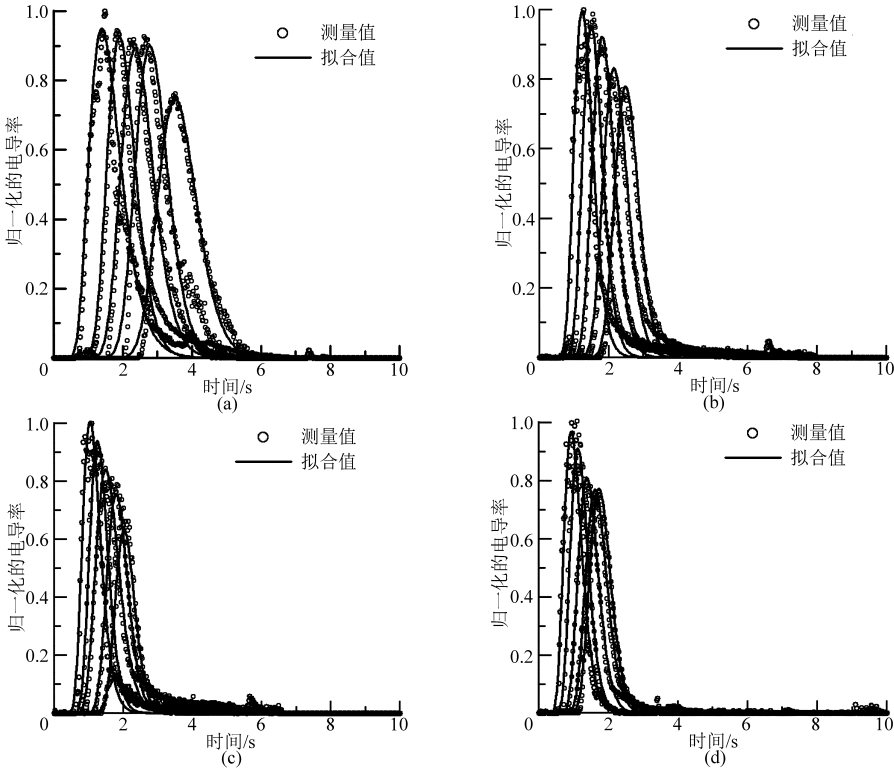


图 4 冻土坡面径流电导率实测值和拟合值

Fig.4 Measured and fitted data along the frozen slope

(a) 5°, 12 L/min (b) 10°, 24 L/min (c) 10°, 48 L/min (d) 15°, 48 L/min

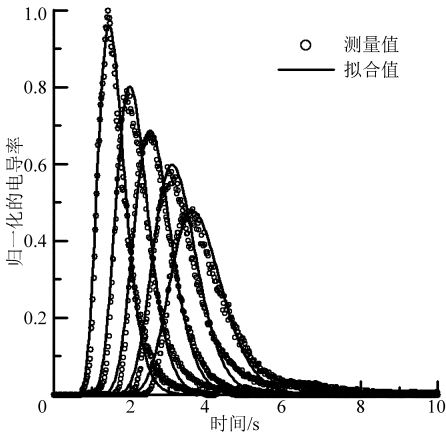


图 5 未冻土壤坡面径流电导率实测值和拟合值(15°, 12 L/min)

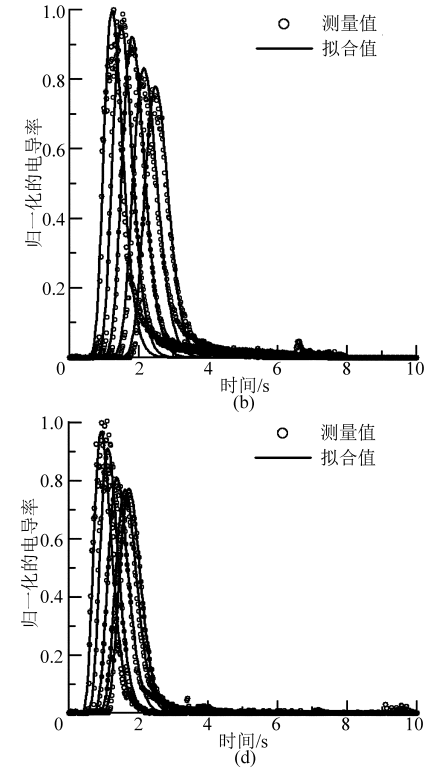
Fig.5 Measured and fitted data along the non-frozen slope (15°, 12 L/min)

由图 4 及图 5 拟合结果及表 1 数据可知,在试验设计的坡度、流量条件下,电解质脉冲边界模型能很好地拟合溶质在冻土坡面和未冻土壤坡面径流的

3 结果与分析

3.1 归一化测量数据与拟合效果

对测量得到的电导率进行归一化处理,并采用电解质脉冲解析解将其随时间变化过程进行拟合,部分拟合结果如图 4 及图 5 所示,拟合后的决定系数如表 1 所示。



运移过程,拟合决定系数均在 0.9 以上,这表明,冻土坡面径流溶质运移过程的主要特征可用电解质脉冲边界模型表示。冻土坡面和未冻土壤坡面的拟合效果没有显著性差别。

3.2 测量距离对测量结果的影响

不同坡度、流量条件下电解质脉冲边界模型法测量所得冻土坡面径流速度随距离的变化如图 6 所示,在 1.5 m 测量距离范围内,电解质脉冲边界模型测量流速随距离的增加而增加,而增加的幅度逐渐减小。由表 2 可知,不同坡度、流量条件下,1.5 m 测量距离点的流速介于 0.41 ~ 0.83 m/s 之间,距离 0.3 m 处的相对误差变化幅度在 52.41% ~ 65.34%,0.6 m 处相对误差降低,为 28.47% ~ 40.34%,0.9 m、1.2 m 分别为 10.17% ~ 26.21%、-0.73% ~ 14.86%,距离增大,相对误差逐渐减小。

3.3 冻土坡面电解质脉冲边界模型测量距离的优选

由试验得到的结果,分析电解质脉冲边界模型

表 1 冻土坡面和未冻土壤坡面径流电导率拟合决定系数

坡度 /(°)		流量 Q /(L·min ⁻¹)	测量距离/m									
			0.3		0.6		0.9		1.2		1.5	
			冻土	未冻	冻土	未冻	冻土	未冻	冻土	未冻	冻土	未冻
5		12	0.964	0.962	0.960	0.965	0.962	0.974	0.962	0.972	0.969	0.978
		24	0.932	0.944	0.951	0.952	0.950	0.953	0.949	0.957	0.978	0.959
		48	0.914	0.929	0.916	0.936	0.920	0.939	0.932	0.947	0.931	0.952
10		12	0.952	0.943	0.951	0.954	0.955	0.966	0.962	0.972	0.965	0.980
		24	0.941	0.936	0.937	0.947	0.943	0.952	0.951	0.962	0.946	0.966
		48	0.933	0.921	0.928	0.933	0.952	0.926	0.945	0.937	0.932	0.942
15		12	0.920	0.944	0.930	0.954	0.954	0.960	0.944	0.967	0.956	0.973
		24	0.928	0.954	0.930	0.962	0.95	0.969	0.948	0.970	0.967	0.972
		48	0.923	0.921	0.92	0.929	0.938	0.928	0.940	0.932	0.936	0.933

表 2 电解质脉冲边界模型测量流速的相对误差
Tab.2 Relative error in the flow velocity measured by pulse boundary model method

坡度 /(°)	流量 Q /(L·min ⁻¹)	距离 x /m					%
		0.3	0.6	0.9	1.2	1.5	
5	12	55.23	28.47	12.65	-0.73	0	
	24	52.49	29.46	10.17	-3.73	0	
	48	59.58	37.20	19.97	8.70	0	
10	12	61.55	36.93	20.08	12.50	0	
	24	61.39	35.37	19.05	8.50	0	
	48	63.47	37.78	22.22	10.83	0	
15	12	60.47	37.80	25.51	7.87	0	
	24	62.61	40.00	22.90	9.28	0	
	48	65.34	40.34	26.21	14.86	0	

测量流速随距离变化的过程,计算测量流速达到恒定值时所需要的距离。对流速随沟长的变化关系进行回归分析,建立测量流速随距离 x 变化的模型

$$u_E = A(1 - e^{-\beta x}) \tag{7}$$

式中 u_E ——电解质脉冲边界模型法测得流速,m/s
 A ——径流流速,m/s
 β ——测量流速随距离增加的速度,1/m

拟合结果如图 6 及表 3 所示。拟合结果 $\beta > 0$,表明电解质脉冲边界模型测量流速随距离增大的幅

度逐渐减小,当距离足够大时,可测量得到流速最大值即稳定流速,也就是径流流速 A 。回归得到的决定性系数高于 0.99,由此可知,式(7)可以很好地表达电解质脉冲边界模型测量流速随距离的变化过程。由表 3 可以看出,随着流量和坡度的增加,径流流速(A)增加,表明坡度和流量均对冻土径流流速影响显著。 β 值随流量增加减小,表明流速随流量增加,测量流速随距离增加的增长速度减慢,测量流速达到稳定的径流流速所需距离增加; β 值随坡度的变化差异不明显。

把测量流速在一定沟长以后不再有明显增加时的沟长定义为优化距离。当测量流速与径流流速相差很小时,即认为此时的流速为对应坡度、流量条件下的径流流速,此处计算相差 5% 和 10% 的情况,则由

$$\begin{cases} \frac{A - \lim_{x \rightarrow \infty} (u)}{\lim_{x \rightarrow \infty} (u)} \leq 5\% = 0.05 \\ \frac{A - \lim_{x \rightarrow \infty} (u)}{\lim_{x \rightarrow \infty} (u)} \leq 10\% = 0.1 \end{cases} \tag{8}$$

结合式(7)和(8),可得到优化距离的计算公式

$$\begin{cases} d_{0.05} \geq \frac{3.0445}{\beta} \\ d_{0.1} \geq \frac{2.3979}{\beta} \end{cases} \tag{9}$$

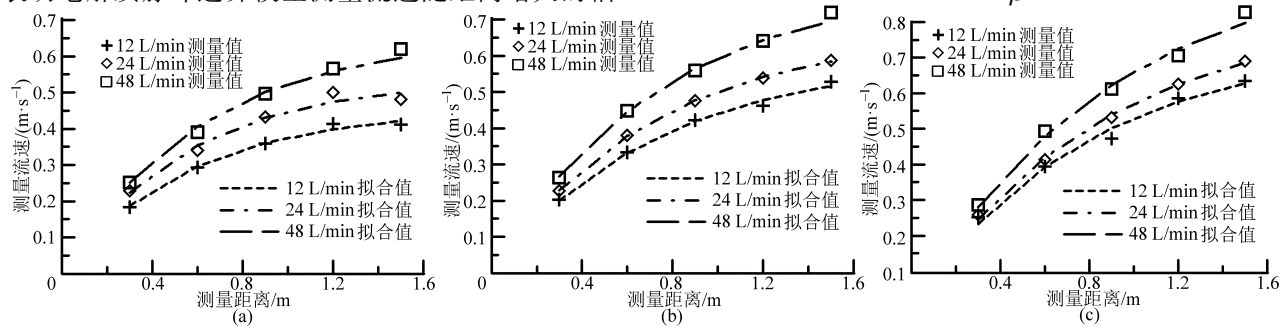


图 6 冻土坡面电解质脉冲边界模型测量流速随距离的变化过程
Fig.6 Velocity measured by pulse boundary model method along frozen slope
(a) 5° (b) 10° (c) 15°

用式(9)可求出电解质脉冲边界模型测量流速达到稳定的优化距离,结果如表 3 所示。可以看出,电解质脉冲边界模型测量流速随沟长的变化趋势受流量影响较大,流量越大电解质脉冲边界模型测得稳定流速所需要的沟长越长。当测量流速与径流流速相差 5% 时,12 L/min 流量下,设定 3 种坡度的优化距离分别为 1.72 m、1.68 m 和 1.87 m,24 L/min 时为 2.22 m、2.19 m 和 2.26 m,48 L/min 时为 2.42 m、2.58 m 和 2.72 m。当测量流速与径流流速相差 10% 时,12 L/min 流量条件下,3 种坡度的优化距离分别为 1.35 m、1.32 m 和 1.47 m,24 L/min 时为 1.75 m、1.72 m 和 1.77 m,48 L/min 时为 1.90 m、2.03 m 和 2.14 m。可知,若要求测量流速与径流流

表 3 电解质脉冲边界模型径流流速及优化距离计算结果
Tab.3 Calculated results of steady velocity measured by pulse boundary model method and optimum distance

坡度 /(°)	流量 Q /(L·min ⁻¹)	A	β	R^2	$d_{0.05}$ /m	$d_{0.1}$ /m
5	12	0.45	1.77	0.997	1.72	1.35
	24	0.59	1.37	0.998	2.22	1.75
	48	0.74	1.26	0.995	2.42	1.90
10	12	0.54	1.81	0.992	1.68	1.32
	24	0.67	1.39	0.999	2.19	1.72
	48	0.83	1.18	0.999	2.58	2.03
15	12	0.65	1.63	0.996	1.87	1.47
	24	0.80	1.35	0.999	2.26	1.77
	48	0.98	1.12	0.996	2.72	2.14

表 4 电解质脉冲边界模型及染色剂示踪法径流流速比较
Tab.4 Comparison of flow velocity measured by pulse boundary model method and dye tracer method

坡度/(°)	流量 Q /(L·min ⁻¹)	冻土坡面			未冻土壤坡面		
		$A/(m \cdot s^{-1})$	$u_d/(m \cdot s^{-1})$	相对误差/%	$A/(m \cdot s^{-1})$	$u_d/(m \cdot s^{-1})$	相对误差/%
5	12	0.45	0.52	13.00	0.35	0.46	23.76
	24	0.59	0.61	3.16	0.42	0.50	15.87
	48	0.74	0.78	5.84	0.49	0.52	5.75
10	12	0.54	0.67	19.57	0.33	0.50	34.72
	24	0.67	0.76	12.14	0.46	0.60	23.33
	48	0.83	0.91	9.12	0.62	0.64	3.45
15	12	0.65	0.78	16.81	0.39	0.54	26.49
	24	0.80	0.92	13.04	0.58	0.69	15.36
	48	0.98	1.13	13.27	0.69	0.95	27.52

在设定的流量、坡度条件下,冻土坡面的电解质脉冲边界模型径流流速是未冻土壤坡面的 1.27 ~ 1.65 倍,通过线性拟合,得到二者拟合系数为 1.43,决定系数为 0.995(图 7)。表明土壤中水的成冰作用减小了土壤的糙度,在饱和含水量条件下,温宿县草甸冻土坡面径流流速是未冻土壤坡面径流流速的 1.43 倍。综上所述可发现,采用电解质脉冲边界模型测量冻土坡面径流速度是可行的,且具有一定的合理性和适用性。

速相差 10%,应该至少设置约 2 m 的测量距离,才能使电解质脉冲边界模型测量得到合理的径流流速。坡度对电解质脉冲边界模型测量流速趋于稳定所需距离的影响甚微。

3.4 电解质脉冲边界模型与染色剂示踪测量方法比较
本研究采用染色剂示踪法作为电解质脉冲边界模型测量方法的对照。由于染色剂示踪法测量得到的薄层水流径流流速常比实际平均流速偏小,一般采用经验系数来校正,但经验系数的大小存在争议^[11-12],因此本研究直接采用染色剂示踪法测量得到的流速。在给定坡度和流量下,冻土坡面和未冻土壤坡面电解质脉冲边界模型测得的径流流速和染色剂示踪法测得的径流流速如表 4 所示,其中冻土坡面电解质脉冲边界模型测得的径流流速取流速 A 。由表 4 可知,冻土坡面染色剂示踪法测量的径流流速比电解质脉冲边界模型测量的径流流速大 3.16% ~ 19.57%,未冻土壤坡面染色剂示踪法测量的径流流速比电解质脉冲边界模型测量的径流流速大 3.45% ~ 34.72%。其原因可能是由于染色剂在水流中发生强烈的对流弥散作用,使得测量得到的流速值偏大。冻土坡面的相对误差比未冻土壤坡面的相对误差小,表明径流流速越大,染色剂在径流中的对流弥散作用相对越小,使电解质脉冲边界模型测得的径流流速与染色剂示踪法测得的径流流速差异减小。

4 结论

(1) 在设定的流量和坡度条件下,电解质脉冲边界模型测量得到的冻土坡面径流流速随坡度、流量增加而增加。测量流速随着测量距离的增大呈指数性增加,并逐步趋于稳定。表明在假设边界条件是脉冲函数时,电解质脉冲边界模型测量距离需要优选。通过测量流速随沟长的变化关系,计算得到设定流量和坡度条件下,冻土坡面电解质脉冲边界

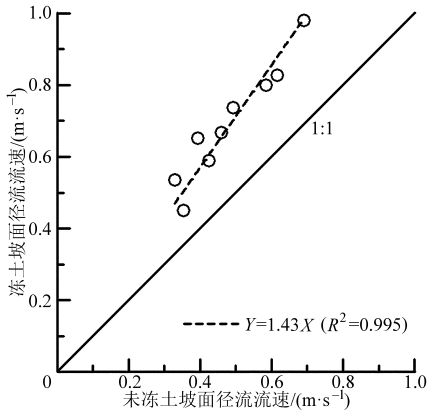


图 7 两种坡面电解质脉冲边界模型径流流速对比
Fig.7 Comparison of velocities measured by pulse boundary model method along frozen slope and non-frozen slope

模型测量流速与实际流速相差 5% 和 10% 所需测量距离分别为 1.7 ~ 2.7 m 和 1.4 ~ 2.1 m。

(2) 电解质脉冲边界模型法测量得到冻土坡面径流流速为 0.45 ~ 0.98 m/s, 是未冻土壤坡面径流流速的 1.43 倍。染色剂示踪法测量得到的流速大于电解质脉冲边界模型测量得到的流速, 冻土坡面染色剂示踪法测得的流速较电解质脉冲边界模型测得的流速大 3% ~ 20%; 未冻土坡面染色剂示踪法测得的流速较电解质脉冲边界模型测得的流速大 6% ~ 35%。综上所述可发现, 冻土水分的成冰作用减小了坡面的糙度, 只要测量距离达到优化距离, 电解质脉冲边界模型测量冻土坡面径流流速从理论和实践上是可行的。

参 考 文 献

1 徐敦祖,王家澄,张立新. 冻土物理学[M]. 北京:科学出版社,2010.

2 Kok H, McCool D. Quantifying freeze/thaw-induced variability of soil strength[J]. Transactions of the ASAE, 1990, 33(2): 501 – 506.

3 Sharratt B S, Lindstrom M J. Laboratory simulation of erosion from a partially frozen soil[C]//Soil Erosion Research for the 21st Century, American Society of Agricultural Engineers,2001:159 – 162.

4 Sharratt B S, Lindstrom M J, Benoit G R, et al. Runoff and soil erosion during spring thaw in the northern U. S. corn belt[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2000, 55(4): 487 – 494.

5 Nicholson D. Experimental frost weathering of sandstone by various combinations of salts [J]. Earth Surface Processes and Landform, 2001, 26: 811 – 818.

6 董瑞琨,许兆义,杨成永. 青藏高原冻融侵蚀动力特征研究[J]. 水土保持学报,2000,14(4):12 – 16.
Dong Ruikun, Xu Zhaoyi, Yang Chengyong. Dynamic and characteristic of freezing-thawing erosion on Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2000, 14(4): 12 – 16. (in Chinese)

7 景国臣. 冻融侵蚀的类型及其特征研究[J]. 中国水土保持,2012(10): 21 – 22.
Jing Guochen. Study on types of freeze-thaw erosion and its characteristics[J]. Soil and Water Conservation in China, 2012(10): 21 – 22. (in Chinese)

8 王家澄,徐敦祖,张立新,等. 土类对正冻土成冰及冷生组构影响的实验研究[J]. 冰川冻土,1995,17(1):16 – 22.
Wang Jiacheng, Xu Xiaozu, Zhang Lixin, et al. Experimental study of influence of soil type on ice formation[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1995, 17(1): 16 – 22. (in Chinese)

9 穆彦虎,马巍,李国玉,等. 冻融作用对压实黄土结构影响的微观定量研究[J]. 岩土工程学报,2011,33(12):1919 – 1925.
Mu Yanhu, Ma Wei, Li Guoyu, et al. Quantitative analysis of impacts of freeze-thaw cycles upon microstructure of compacted loess [J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2011, 33(12): 1919 – 1925. (in Chinese)

10 Lei Tingwu, Xia Weisheng, Zhao Jun, et al. Method for measuring velocity of shallow water flow for soil erosion with an electrolyte tracer[J]. Journal of Hydrology, 2005, 301(1): 139 – 145.

11 Dunkerley D. Estimating the mean speed of laminar overland flow using dye injection-uncertainty on rough surfaces[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2001, 26(4): 363 – 374.

12 Zhang Guanghui, Luo Rongting, Cao Ying, et al. Correction factor to dye-measured flow velocity under varying water and sediment discharges[J]. Journal of Hydrology, 2010, 389(1 – 2): 205 – 213.

13 Rahma A E, Lei Tingwu, Shi Xiaonan, et al. Measuring flow velocity under straw mulch using the improved electrolyte tracer method[J]. Journal of Hydrology, 2013, 495: 121 – 125.

14 董月群,雷廷武,张晴雯,等. 集中水流冲刷条件下浅沟径流流速特征研究[J]. 农业机械学报,2013,44(5):96 – 100.
Dong Yuequn, Lei Tingwu, Zhang Qingwen, et al. Study on ephemeral gully flow velocity under concentrated water flow[J]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2013, 44(5): 96 – 100. (in Chinese)

15 Lei Tingwu, Yan Yan, Shi Xiaonan, et al. Measuring velocity of water flow within a gravel layer using an electrolyte tracer method with a Pulse Boundary Model[J]. Journal of Hydrology, 2013, 500:37 – 44.

16 夏卫生. 电解质脉冲法测量坡面薄层恒定水流速度的研究及其初步应用[D]. 杨凌: 西北农林科技大学,2003.
Xia Weisheng. Study on velocity measurement of steady sheet flow with the electrolyte pulse method and its application[D]. Yangling: Northwest A&F University, 2003. (in Chinese)

17 夏卫生,雷廷武,赵军,等. 薄层水流速度测量系统的研究[J]. 水科学进展,2003,14(6): 781 – 784
Xia Weisheng, Lei Tingwu, Zhao Jun, et al. Velocity measuring system for sheet flow[J]. Advances in Water Science, 2003, 14(6): 781 – 784. (in Chinese)