

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2023.0002

ZHANG Lianhai, MA Wei, SHI Yajun, et al. The modes and its implications of water accumulation near the freezing front during soil freezing with considering ice segregation[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2023, 45(1):31-41. [张莲海, 马巍, 石亚军, 等. 不同成冰机制下冻结锋面附近水分积聚模式及其工程环境意义[J]. 冰川冻土, 2023, 45(1):31-41.]

# 不同成冰机制下冻结锋面附近水分积聚模式及其工程环境意义

张莲海<sup>1,5</sup>, 马 巍<sup>1,2</sup>, 石亚军<sup>1,2</sup>, 黄永庭<sup>3</sup>, 韩大伟<sup>1,4</sup>,  
杨成松<sup>1,2</sup>, 尚 飞<sup>1,2</sup>, 周成林<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 西北生态环境资源研究院 冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;  
3. 甘肃省科学院 地质自然灾害防治研究所, 甘肃 兰州 730000; 4. 中国电建集团华东勘测设计研究院有限公司,  
浙江 杭州 311122; 5. 磁共振冻融成冰过程动态分析联合实验室, 甘肃 兰州 730000)

**摘 要:** 土冻结过程中的水分迁移积聚与冰分凝关系密切, 但两者之间的耦合关系至今仍不清晰。借助孔隙水压力测试以及多层核磁测试技术, 通过系列土冻结试验, 研究了水分积聚与冰分凝之间的动态耦合关系。试验结果发现粉质黏土和本文试验用兰州黄土在冻结过程中均在冻结锋面附近存在明显的水分积聚现象, 但水分积聚模式存在明显差异。本文试验用兰州黄土在封闭系统条件下发生冻结时, 未观察到分凝冰生成, 孔隙水压力以上升为主, 在冻结初期冻结锋面附近观察到明显的液态水积聚现象; 而在粉质黏土的冻结过程中, 可观察到冰分凝产生, 孔隙水压力以下降为主, 在冻结锋面附近未观察到液态水积聚现象。分析上述现象认为, 在土体冻结过程中冻结锋面附近的水分积聚存在两种模式: 1) 压排式积聚: 由于无分凝冰形成(孔隙冰的形成), 冻结区(近饱和或饱和的情况下)与未冻区的水分在水压力梯度的驱使下向冻结锋面处迁移; 2) 冷吸式积聚: 由于分凝冰的形成, 未冻区的水分在吸力的驱使下向冻结锋面处迁移。值得注意的是, 这两种土体冻结过程中的水分积聚模式及其影响权重与分凝冰的形成与否有着密切关系: 无冰分凝的情况下, 只可能在冻结初期存在压排式水分积聚; 而当存在冰分凝时, 在冻结初期几乎没有压排式水分积聚, 在冻结后期则以冷吸式水分积聚为主。不同成冰机制下的水分迁移及积聚模式可以进一步细化土体冻结过程中的水热动态过程, 这一发现将对寒区道路工程的病害机制研究、防治措施设计以及厚层地下冰的形成机制有重大参考价值。

**关键词:** 冰分凝; 水分累积; 未冻水; 水分迁移; 孔隙水压力

**中图分类号:** P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2023)01-0031-11

## 0 引言

冻土作为一种特殊土体介质, 是寒区工程、环境和气候研究的重要对象。全球冻土主要分布在北半球, 其中多年冻土区约占北半球陆地面积的24%, 中国的多年冻土区面积约 $2.15 \times 10^6 \text{ km}^2$ , 居世界第三位, 主要分布在青藏高原以及东北大、小兴安岭和天山、阿尔泰山; 季节冻土分布于中国长江

以北, 其面积约占陆地面积的74%<sup>[1]</sup>。而青藏高原现有多年冻土的面积约为 $106 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 约占整个青藏高原面积的40%<sup>[2]</sup>。多年冻土研究是冰冻圈科学研究不可缺失的一环, 厚层地下冰形成、寒区生态环境、寒区水文过程等均与活动层内部的水热动态密切相关; 而水分迁移和冰分凝机制的探索则是揭示活动层内部水热动态的关键<sup>[1-3]</sup>。此外, 随着经济的快速发展, 大量的构筑物在寒区建设, 包括铁路、

收稿日期: 2022-04-25; 修订日期: 2022-11-01

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(41630636); 国家自然科学基金青年项目(41501072); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0902); 冻土工程国家重点实验室自主课题(SKLFSE-ZT-202107)资助

作者简介: 张莲海, 副研究员, 主要从事土水相变理论及其在冻土工程环境方面应用的研究. E-mail: zhanglh@lzb.ac.cn

通信作者: 马巍, 研究员, 主要从事冻土力学及冻土工程研究. E-mail: mawei@lzb.ac.cn

公路、输电线路和石油管道等<sup>[4]</sup>。冻胀是导致寒区工程建设及运行过程中病害频发的主要原因,水分迁移和冰分凝是冻胀研究的核心问题<sup>[5]</sup>。近年来,高速铁路在寒区的建设逐渐增多,而高速铁路的高防冻胀设计标准对冻土内部水分迁移和冰分凝机制的理解提出了更高的要求<sup>[6]</sup>。综上所述,水分迁移和冰分凝过程研究对于探索活动层内部水热动态、冻胀以及微冻胀机理具有十分重要的意义。

以往的水分迁移研究主要集中在易形成分凝冰的细颗粒土,并假定冰分凝形成是导致水分迁移的前提条件<sup>[7]</sup>,即:土体冻结过程中的水分迁移是与冰分凝过程耦合在一起的。基于此,大量研究系统地探讨了冰分凝机制,以及以冰分凝过程为基础的水分迁移机制<sup>[5]</sup>。冰分凝过程主要包括冰分凝初始和分凝冰生长两个阶段<sup>[8-9]</sup>。冰分凝的初始条件依赖土体冻结过程中温度场、水分场及应力场的综合效应。研究指出,在冰水相变过程中,当孔压大于约束土体冰分凝的上覆荷载、抗拉强度或黏聚力时,冰分凝开始产生<sup>[5]</sup>。比如:Miller<sup>[10-11]</sup>认为当孔压超过或者达到某一临界值时土颗粒彼此分离,而孔隙冰继续生长进而形成新的分凝冰,此时上覆荷载完全由分凝冰承担。Gilpin<sup>[12]</sup>和Nixon<sup>[13]</sup>在此基础上引进了分离压的概念,认为当孔压大于总压力与分离压的总和时开始形成分凝冰。何平等<sup>[14]</sup>则认为当孔隙水压力大于(或等于)土骨架有效应力与土体黏聚力之和时分凝冰开始形成。Akagawa等<sup>[15]</sup>则认为当冰压大于上覆荷载与抗拉强度总和时分凝冰开始形成。冰分凝初始以后,水分迁移为冰分凝过程提供了源源不断的水分补给,保证了冰透镜体的继续生长。Bouyoucous<sup>[16]</sup>指出土中水并非在一个温度点完全冻结,即:当温度低于土体冻结点时,土中水并未全部冻结,仍会有一定量的未冻水存在。未冻水的存在为冻土中水分的迁移提供了通道<sup>[17]</sup>,而未冻水含量的多少主要受土质、温度、基质势、含冰量、溶质和冻结速率等因素的影响。目前已有大量的理论对水分迁移驱动力进行了假设,如:毛细理论、薄膜理论和热分子力理论。毛细理论建立在表面张力基础上,把冻土孔隙假定为毛细管结构,认为固-液界面上冰相和水相之间存在压力差;而这种压力差为水分迁移的主要驱动力,并由杨氏方程表示<sup>[18-20]</sup>。薄膜理论认为未冻水膜厚度是温度的函数,暖端厚,冷端薄,而未冻水由膜厚处向膜薄处迁移,并最终达到新的平衡,即:未

冻水迁移一般由高土水势的区域迁移到低土水势的区域。热分子力理论从界面自由能和分子力的角度系统地诠释了未冻水膜的形成机理以及水分迁移的驱动力问题,其物理概念更加明确<sup>[21-23]</sup>。由此可见,导致水分迁移的驱动力与冰-水相变界面处的冰-水压差变化或冰-水势能变化有着密切关系。尽管存在大量理论假定,但目前仍缺少土体冻结过程中冰-水压差或冰-水势能变化方面的测试工作。温智等<sup>[24]</sup>将这种势能变化延伸为基质势变化,认为基质势变化是导致水分迁移的主要驱动力,探讨和改进了冻土基质势测试方法。张莲海等<sup>[25]</sup>将这种势能改变延伸为孔隙水压力变化,认为孔隙水压力变化是水分迁移的主要驱动力,并在融土张力计测试的基础上,提出了冻土孔隙水压力测试方法。综上所述,目前关于冻胀和融沉方面的研究大都建立在冰分凝与水分迁移相互耦合的体系框架中。

此外,土质是影响冰分凝的关键因素。通常情况下,砂土和黏土不易发生冰分凝,而级配良好的粉质黏土则更易发生冰分凝<sup>[26]</sup>。在实际寒区道路工程中,尽管采用换填不易形成分凝冰的土质可以有效防治分凝冰产生以及冰分凝产生导致的水分迁移,但仍不可避免某种程度无冰分凝情况下的水分迁移。比如:在冻土分布区的高速铁路路基中,换填的粗颗粒填料不易发生冰分凝,但仍观测到一定程度的微冻胀,这可能预示着粗颗粒填料存在着无冰分凝情况下的水分迁移过程<sup>[27]</sup>。另外,在多年冻土中储存了大量的地下冰,地下冰的变化能够在一定程度上调节地区的水循环过程<sup>[28]</sup>。而重复冰分凝是形成厚层地下冰的主要机制<sup>[29]</sup>,其中活动层内部的水热动态为冰分凝过程提供了源源不断的水分补给,同时也是分析厚层地下冰形成以及量化的关键。但在厚层地下冰的加积过程中,上覆土体不同的冰分凝特性(有无冰分凝形成)可能会导致不同的水分迁移过程,进而导致活动层内部不同的水热动态过程。

由此可见,有无冰分凝形成是研究土体冻结过程中水分迁移动态的关键。为了确定不同成冰机制下的水分迁移动态,服务于冻土工程与冻土环境,本文首先基于层扫描核磁技术开展了黄土和粉质黏土不同补水条件下的冻融试验,并明确了不同成冰机制下土体冻结过程中的水分迁移及其积聚模式;然后测试了不同成冰机制下的孔隙水压力变化模式,并对水分迁移及其积聚模式进行了初步解

释;最后,探讨了无冰分凝形成情况下水分迁移及其积聚的工程和环境意义,为相关实际工程和环境问题防治提供重要支撑。

## 1 试验材料与方法

### 1.1 试验设备

#### 1.1.1 土体冻融成冰过程动态分析系统

试验基于土体冻融成冰过程动态分析系统(MacroMr12-150H-I, 苏州纽迈分析仪器股份有限公司),该设备主要由磁体单元、射频系统、土样控温系统、补水系统、成像系统以及显示系统等组成,如图1所示。相较于传统的核磁测试设备,该设备“测试样品大”,而且附加了“在线单向控温、分层扫描测试、补水条件设置、位移监测以及实时成像”等功能,专门用于监测土体单向冻结过程中的成冰过程以及水分迁移动态。该设备测试标准土样的长

度为100 mm、直径为90 mm。在试验过程中,将装有标准土样的样品罐放置在磁体单元内腔的稳定磁场中。基于土样控温系统中的冷浴,分别控制样品罐上顶板、下顶板以及罐壁的温度,以满足冻融过程中土样上端、下端以及环境温度边界条件的设定;而样品罐侧面可放置5个光纤温度探头(HT1、HT2、HT3、HT4、HT5,精度为 $\pm 0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ ),分别用于观测土样不同位置的温度,如图2所示。控制磁体单元内的梯度磁场进行土样分层定位[将样品分为a至i共9层,层宽均为1.11 cm,如图2(b)所示];而利用射频系统对土样内的水分子进行序列激发,测试其信号衰减进而获得其不同层位的水分组分及含量信息。基于成像系统可以获得土样内的水分分布图像。补水系统可以控制土样下端的补水边界条件(封闭或开放),并实时记录水分的补给含量动态。



图1 土体冻融成冰过程动态分析系统(1. 磁体单元;2. 土样控温系统;3. 射频系统;4. 成像系统;5. 补水系统;6. 显示系统)

Fig. 1 Dynamic analysis system for freezing and thawing process of soil (1. magnet unit; 2. cooling system for soil sample; 3. RF system; 4. imaging system; 5. water supplying system; 6. display system)

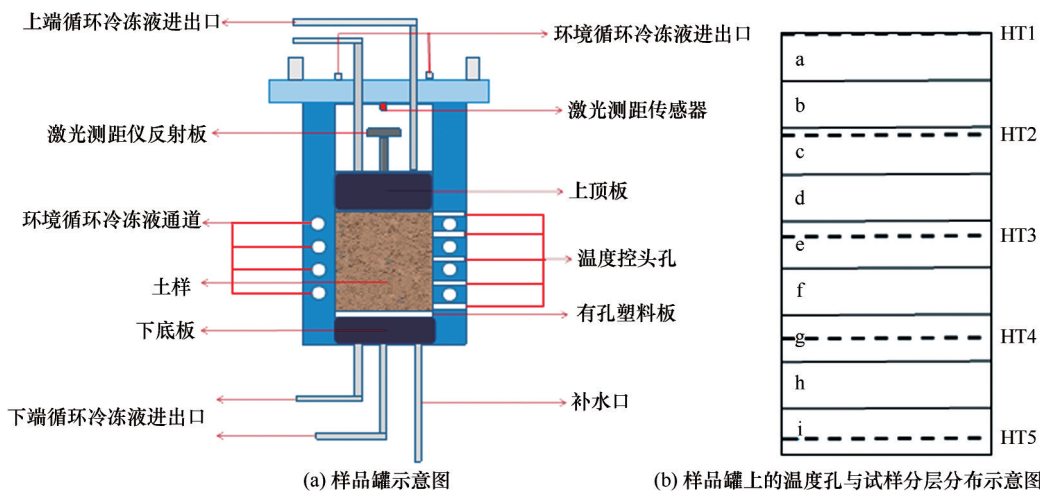


图2 样品罐及样品分层

Fig. 2 Sample cell and layers of soil sample: schematic diagram of sample cell (a); schematic diagram of temperature hole on sample tank and sample stratified distribution (b)



1.1.2 土体冻融过程中孔隙水压力测试系统

土体冻融过程中的孔隙水压力测试是在冻融循环试验机(XT5405 上)完成的,其具体试验装置如图3所示。冻融循环机箱体内放置有绝热的有机玻璃罐,其侧面分别放置温度探头和孔隙水压力探头。其中温度探头的精度为 $\pm 0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,由冻土工程国家重点实验室研制。土样上下端分别放置有上下冷板,经由其内循环的冷冻液用于控制土样上下端的边界温度。土样下端连接马廖特补水装置,控制土样的补水边界条件,并实时自动监测水分补给量。当补水阀打开,土样下边界为开放补水边界;当补水阀关闭,土样下边界为封闭非补水边界。

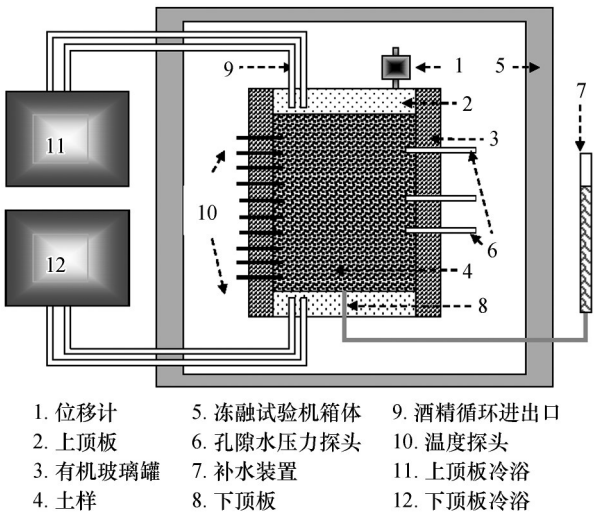


图3 冻融循环试验机示意图

Fig. 3 Diagram of the freeze-thaw testing machine (1. displacement gauge; 2. top plate; 3. cylindrical perspex cell; 4. soil sample; 5. box of freeze-thaw machine; 6. pore water pressure gauges; 7. reservoir bottle; 8. bottom plate; 9. vent for alcohol circulating; 10. temperature probes; 11. cryostat for top plate; 12. cryostat for bottom plate)

1.2 试验材料与步骤

1.2.1 试验材料及试样制备

试验用土为兰州黄土(取样地点:103.84° E, 36.03° N)和青藏铁路沿线的粉质黏土(取样地点:92.94° E, 34.83° N)。其中兰州黄土的液限和塑限分别为33.04%和18.09%;粉质黏土的液限和塑限分别为22.9%和12.00%。基于全自动激光粒度分析仪(Master Sizer-2000, Malvern Co., Ltd.)测试获得两种土的粒度组成如表1所示。基于X射线衍射试验(D8 ADVANCE),分析获得黄土的矿物成分为二氧化硅(49.7%)、碳酸钙(23.10%)、长石

表1 试验土样的粒径分布

类型	不同粒径含量/%			
	<0.005 mm	0.005~	0.025~	>0.075 mm
		0.025 mm	0.075 mm	
黄土	4.5	24.2	52.2	19.1
粉质黏土	11.7	23.7	32.3	32.3

(27.2%);而粉质黏土的矿物成分为二氧化硅(59.10%)、碳酸钙(14.70%)、钙钠长石(26.20%)。

首先对试验用土进行自然风干、碾压、过2 mm标准筛。然后将特定重量的土样和去离子水充分混合搅拌配备成特定含水量的土样。最后将配备好的土样用密封袋进行密封保存,放置于阴凉处24小时,以确保水分均匀分布。试验共制备黄土土样3个,粉质黏土土样2个,其具体初始含水量等参数详见表2。

表2 试验土样

土样编号	初始含水量	土质	补水条件	冰分凝	孔压测试
LZ1	19.98%	兰州黄土	封闭	否	否
LZ2	25.1%	兰州黄土	开放排水	否	否
LZ3	27.8%	兰州黄土	封闭	否	是
SC1	21.1%	粉质黏土	封闭	是	否
SC2	17.88%	粉质黏土	开放补水	是	是

1.2.2 未冻水含量测试流程

基于土体冻融成冰过程动态分析系统,对土样LZ1、LZ2以及SC1进行冻融过程中的未冻水含量测试。首先,将制备好的土样装入试样罐,并装配到土体冻融成冰过程动态分析系统,依次安装测温探头及土样控温板。然后,开启温度控制系统并设置土样的边界温度,进行土样冻融过程试验。试验共经历冻融前梯度恒温、冻结、融化三个试验阶段,每个阶段上下顶板以及侧面环境温度的控制参数如表3所示。在试验过程中,基于温度探头测试土样不同深度的温度;基于层扫描技术测试土样不同层位的未冻水含量动态变化。

1.2.3 孔隙水压力测试流程

基于冻融循环试验机(XT5405 上),对土样LZ3及SC2进行冻融循环过程中的孔隙水压力变化测试。首先,将制备好的土样装入试样罐,并装配到土体冻融试验机,依次安装好测温探头以及土样控温板。然后,开启温度控制系统并设置土样的边界

表3 土样试验温度条件

Table 3 Temperature conditions of the tested samples

土样编号	试验阶段	持续时间/h	上顶板/℃	箱温/℃	下顶板/℃
LZ1, LZ2, SC1	梯度恒温阶段(冻结前)	共持续约 25 h, 每个阶段持续约 5 h	21.5	18.0	20.0
			16.5	13.0	15.0
			11.5	8.0	10.0
			6.5	3.0	5.0
			1.5	1.0	1.0
	冻结阶段	约 48 h	-20.0	1.0	1.0
	融化阶段	约 24 h	6.5	0	0

温度,进行土样冻融循环试验。其中土样 LZ3 共经历 5 次冻融循环,每个单次循环中冻结和融化阶段的历时分别约为 2 h,其具体边界温度设置可参见表 4。而粉质黏土样 SC2 共经历 10 次冻融循环,每个

单次循环中冻结和融化阶段的历时分别约为 12 h,其上顶板、箱温以及下顶板的温度具体可参见表 4。在试验过程中,基于温度探头以及孔隙水压力探头测试不同深度的土样温度以及孔隙水压力变化。

表4 土样冻融循环试验的温度边界条件

Table 4 Temperature conditions of the tested samples during freeze-thaw cycling

土样编号	试样高度/mm	冻融循环次数	冻结过程			融化过程		
			上顶板/℃	箱温/℃	下顶板/℃	上顶板/℃	箱温/℃	下顶板/℃
LZ3	100.0	5	0	-1.0	-1.0	16.0	-1.0	-1.0
SC2	106.0	10	-7.0	0.5	0.5	3.0	0.5	0.5

## 2 试验结果

### 2.1 不同土质冰分凝特性

本文试验兰州黄土和青藏线粉质黏土在冻结过程中具有不同的冰分凝特性:本文试验兰州黄土不易产生冰分凝;而青藏线粉质黏土是冻胀敏感性土,更易产生冰分凝。图 4 是冻结过程中兰州黄土(LZ3)和青藏线粉质黏土(SC2)的冷生结构。由图 4 可以发现,黄土样 LZ3 在冻结过程中未观察到冰分凝产生,在冻结过程中冻结区土中的水分以原位冻结为主,形成孔隙冰,因而其冷生结构为整体状;而粉质黏土样 SC2 在冻结过程中产生了冰分凝,其冻结区的冷生结构依赖冰晶的形态由上而下依次分为整体状、网状和层状。在粉质黏土冻结过程中,土中水分的冻结特性(或冷生结构)与冻结速率密切相关。在冻结初期,冻结速率较大,土中水分以原位冻结为主,形成孔隙冰,表现为整体状冷生结构;随着冻结进行,冻结速率下降,土中部分水分形成孔隙冰,部分水分形成脉状分凝冰,其冷生结构表现为网状;而在冻结后期,冻结速率更小,土中水分以分凝冻结为主,形成层状分凝冰,因而其冷生结构表现为层状。在土体冻结过程中,受多种因素控制往往形成不同形态的冰结构,一般包括孔

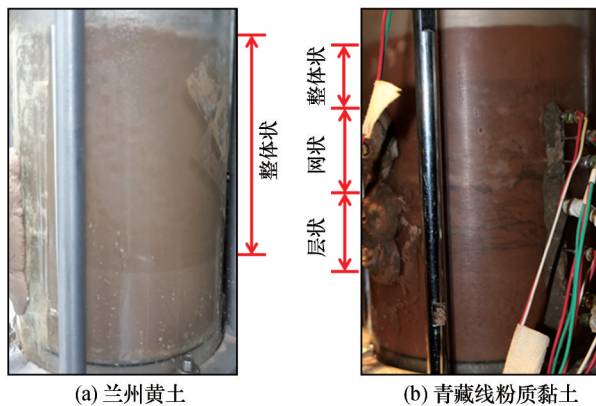


图 4 冻结过程中兰州黄土(LZ3)(a)和青藏线粉质黏土(SC2)(b)的冷生结构

Fig. 4 The diagram of cryo-texture of Lanzhou loess sample LZ3 (a) and sample SC2 of silty clay along Qinghai-Tibet Railway (b)

隙冰和分凝冰。孔隙冰形成于土体孔隙内部,不能突破孔隙空间限制,呈不联通状态,一般由水分原位冻结而成,其导致冻土冷生构造表现为整体状;而分凝冰一般由迁移水冻结而成,其突破了孔隙空间限制,呈联通的网状或层状,因而导致冻土冷生构造表现为网状或层状。值得注意的是,分凝冰的形成与否(或冷生结构特征)与土质有着密切的关

系,这主要是由于不同土质具有不同的土颗粒形状、级配及比表面积等。另外更需特殊说明,本文试验黄土在试验中未观察到分凝冰的产生,这与前人研究认为兰州黄土易生产分凝冰的结果是不一致的,对此,我们将开展更进一步的深入研究。

## 2.2 水分积聚现象

本试验发现,无论是不易冰分凝的兰州黄土还是易冰分凝的青藏线粉质黏土,其在冻结过程中,均会在冻结锋面附近发生水分积聚现象,即冻结锋面附近总含水量(包括冰含量)升高。图5是兰州黄土样(LZ1)和青藏线粉质黏土样(SC1)一次冻融完成后的空间含水量分布。由图5可以发现,兰州黄土样LZ1在经历冻融后[约对应图6(a)中的54 h时

刻],其冻结锋面处的含水量最高,由初始含水量19.98%上升到21.41%;而青藏线粉质黏土样SC1在经历冻融后(约对应图7中的114 h时刻),最大含水量位置略高于冻结锋面,其含水量由初始含水量21.1%上升到23.97%。最大含水量位置与冻结锋面位置偏差是由于冰分凝导致最高含水量一般出现在冻结缘上边界附近,其距离冻结锋面约等于冻结缘的厚度。两种土质均导致水分在冻结锋面附近积聚,但本文试验兰州黄土和粉质黏土在冻结过程中却具有不同的水分迁移过程,这种水分迁移过程差异受控于土质冻结过程中是否有冰分凝产生。因此,不易冰分凝的兰州黄土和易冰分凝的青藏线粉质黏土的水分积聚模式存在着巨大差异。

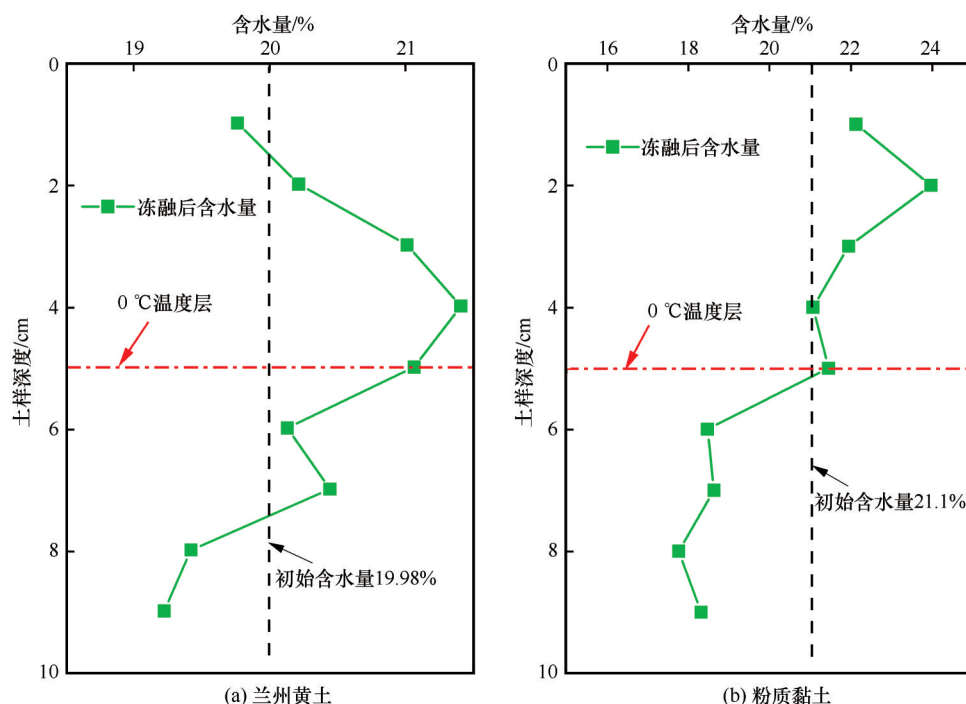


图5 兰州黄土样LZ1(a)和粉质黏土样SC1(b)的一次冻融完成后的空间含水量分布

Fig. 5 The water content redistribution of Lanzhou loess sample LZ1 (a) and silty clay sample SC1 (b) after freezing and thawing

### 2.2.1 无冰分凝情况下的水分积聚

土体在封闭系统冻结过程中没有分凝冰形成时,水分积聚主要发生在冻结前期;在冻结前期,在冻结锋面附近出现明显的水分积聚异常。图6(a)是封闭系统下冻融过程中兰州黄土试样LZ1不同深度处的温度及未冻水含量动态变化。由图6(a)可以发现,在温度快速下降的冻结前期,除第g层之外,其他层的未冻水含量均随温度的下降而下降;而第g层的未冻水含量却随温度的下降而升高,说明水分在第g层(冻结锋面附近)发生大量积聚。在

冻结后期,随着冻结继续进行,积聚的水分绝大部分相变成冰,因而导致未冻水含量降低。图6(b)是开放系统下冻融过程中兰州黄土试样不同深度处温度与未冻水含量的动态变化。由图6(b)可以发现,在开放系统黄土冻结前期,随着温度快速下降,除第g层之外每层的未冻水含量均随着温度的下降而下降,而冻结锋面附近第g层的未冻水含量却随着温度下降而升高。综上所述,当土样在封闭系统冻结过程中无冰分凝时会导致冻结前期冻结锋面附近出现明显的水分积聚现象。



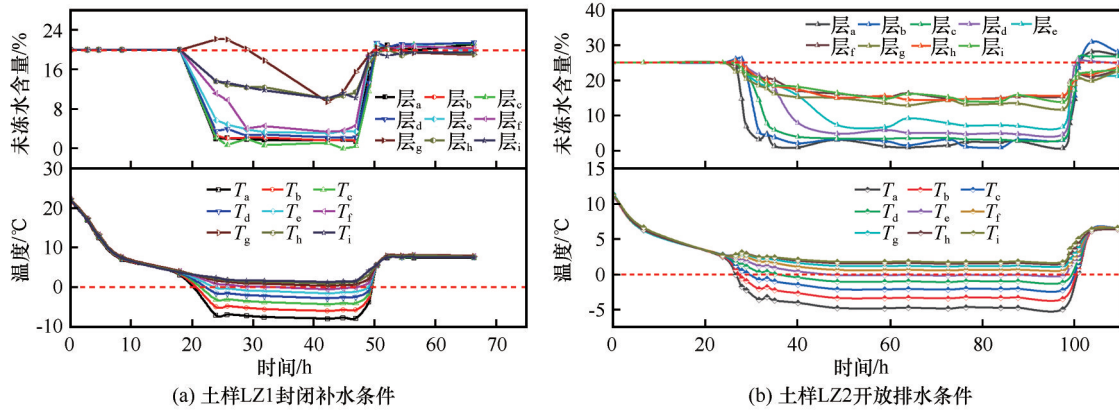


图6 兰州黄土试样冻融过程中不同深度处温度及未冻水含量的动态变化

Fig. 6 The variations of temperature and unfrozen water in each layer of Lanzhou loess sample when subjected to freezing and thawing: soil sample LZ1 with closed system (a); soil sample LZ2 with open system allowing water flowing out (b)

### 2.2.2 冰分凝情况下的水分积聚

当存在分凝冰的情况下,水分积聚主要发生在冻结后期;而在冻结前期,在冻结锋面附近并没有出现明显的水分积聚。图7是粉质黏土试样SC1冻融过程中不同深度处温度及未冻水含量的动态变化。由图7可以发现,随着温度下降,黏土试样SC1各层(a~i层)的未冻水含量分别从初始含水量21.1%下降到2.81%、3.99%、4.47%、4.98%、6.86%、12.17%、12.15%、11.90%和12.90%;而且第g层未冻水含量也像其他层一样,随着温度的下降而下降,并没有在冻结初期出现像黄土试样LZ1第g层类似的水分积聚异常[图6(a)]。因此,结合图5可以发现,粉质黏土冻结锋面处的水分积聚与兰州黄土的水分积聚存在差异,其水分积聚主要发生在冻结后期冰分凝引起的水分迁移,而不是发生

在冻结前期。

### 2.3 不同成冰机制下的孔隙水压力变化

分凝冰形成与否控制着土体冻融过程中的孔隙水压力变化模式,进一步控制着不同的水分迁移模式。研究发现,不易冰分凝的兰州黄土和易冰分凝的青藏铁路沿线粉质黏土,在冻融过程中由于冰分凝存在与否导致其孔隙水压力变化表现为反相位的特性。图8(a)是兰州黄土冻融过程中的孔隙水压力变化模式,可以发现,兰州黄土在冻结阶段,其孔隙水压力以上升为主,表现为压力;在融化阶段,其孔隙水压力以下降为主。图8(b)是青藏线粉质黏土冻融过程中的孔隙水压力变化模式,可以发现,粉质黏土在冻结阶段,其孔隙水压力以下降为主,表现为吸力;在融化阶段,其孔隙水压力以上升为主。

## 3 讨论

### 3.1 水分积聚模式及机制

分凝冰形成与否是导致冻土中水分迁移及其积聚模式差异的核心因素。试验发现,在无冰分凝的情况下,封闭系统下土体冻结过程中冻结锋面附近的水分积聚存在新模式,本文称之为“压排式积聚”,即:土中水分在冻结过程中相变成冰,体积膨胀,进而使得孔隙内未冻水压力升高,形成正的孔隙水压力,从而导致部分未冻水被排挤到相邻非冻区。而在融化过程中冰相变成水,体积减小,孔隙内水分压力减小,形成负的孔隙水压力,从而导致部分水分从相邻的区域被抽吸回来,即:真空抽吸理论。比如:如图8(a)所示,在黄土试样LZ3的冻结过程中,孔隙水压力上升,这是由于孔隙内的水

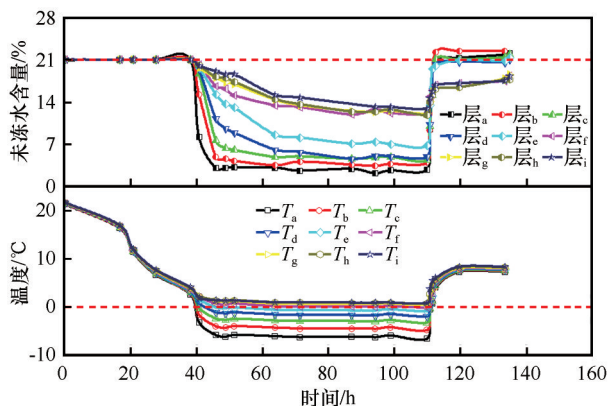


图7 粉质黏土试样SC1冻融过程中不同深度处温度及未冻水含量的动态变化

Fig. 7 The variations of temperature and unfrozen water in each layer of silty clay sample SC1 when subjected to freezing and thawing

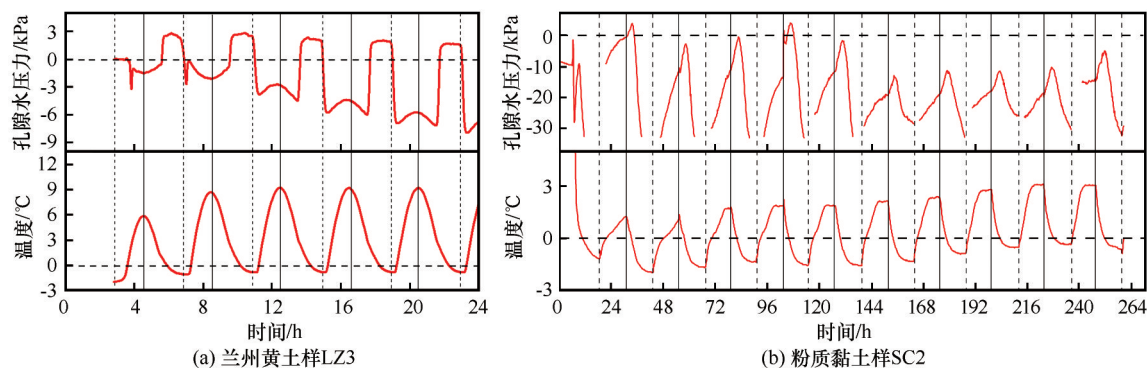


图8 兰州黄土样 LZ3(a)和粉质黏土样 SC2(b)冻融过程中的孔隙水压力变化模式  
(黑色实网格线代表冻结开始时刻;黑色虚网格线代表融化开始时刻)

Fig. 8 The change mode of pore water pressure during the freezing and thawing of Lanzhou loess sample LZ3 (a) and silty clay sample SC2 (b) (The vertical solid line denotes the time point when the soil freezing starts; the vertical dash line denotes the time point when the soil thawing starts)

分相变成冰,体积膨胀9%,液态水相对空间减小,因而导致孔隙水压力增大,进而导致孔隙内的部分水分被排挤到孔隙水压力相对较小的冻结锋面附近。基于非均相土水相变理论研究表明,此时孔隙内液态水主要处于过饱和的状态,因而整体表现为压力<sup>[30-31]</sup>。而在融化过程中,孔隙内冰融化成水,体积缩小,使得孔隙内水压下降,因而在“真空抽吸”作用下部分水分由附近迁移入孔隙内部。压排式积聚的产生基于两个关键条件:一是封闭边界条件;二是无冰分凝产生。从微观角度看,这两个边界条件在本质上其实是一致的,其共同保证了土体孔隙空间的相对稳定,难于延展,因而导致水分无迁移出口,即:在微观上讲其“微观孔隙”是封闭的。

在存在冰分凝的情况下,土体冻结过程中冻结锋面附近的水分积聚主要以冷吸式积聚为主。冷吸式积聚是传统水分迁移模式,即:土水在冻结过程中,水分相变形成分凝冰,并在分凝冰界面处会形成冷吸力(负的孔隙水压力),进而导致部分水分由未冻区被抽吸到冻结锋面附近。而基于非均相土水相变理论研究表明,此时孔隙内液态水主要处于欠饱和的状态,因而整体表现为吸力<sup>[30-31]</sup>。而在融化过程中液态水增加,进而导致孔隙水压力增加。如图8(b)所示,在粉质黏土试样SC2冻结过程中,孔隙水压力下降,这主要是由于冰分凝界面处的冷吸力导致;在冷吸力的作用下,未冻区的水分向冻结锋面附近发生迁移;而在融化过程中,孔隙内冰融化成水,含水量增加导致孔隙水压力上升。值得注意的是,在存在冰分凝的情况下,会导致压排式积聚模式失效,这是由于:从宏观上讲,冰分凝

的产生为受压的水分提供了可迁移出口;在微观上讲,其“微观孔隙”是开放的。

### 3.2 活动层水热动态及地下冰形成

不同成冰机制下冻结锋面附近水分积聚模式有助于我们进一步明晰活动层水热动态、地下冰形成等寒区环境关键核心问题。活动层是指位于多年冻土之上夏季融化、冬季冻结的土层<sup>[1]</sup>,是多年冻土与大气之间进行水热能量交换的过渡层,其水热变化能在一定程度上反映多年冻土区地气能量交换状况<sup>[32]</sup>。因为活动层内部的水热动态过程是寒区碳循环、水循环、厚层地下冰形成、冻土退化等过程研究的关键,所以其是寒区陆表过程模拟研究的重要内容。冻土厚层地下冰是青藏高原地区重要的固态水资源<sup>[28]</sup>,调节着“亚洲水塔”的水资源结构和水量平衡及变化<sup>[33]</sup>;而且地下冰的分布、形成、演化与冻土以及气候的演化过程密切相关<sup>[34]</sup>。重复冰分凝机制是厚层地下冰形成的关键机制之一,而水分补给过程是该机制的核心关键内容。而不同成冰机制下冻结锋面附近水分积聚模式的提出,考虑了不同土质、不同边界条件下的水分迁移过程差异,这有利于进一步量化不同模式下水分迁移及其积聚的过程,进而细化重复冰分凝过程中的水分补给过程。在后续的研究中,我们将基于此对厚层地下冰的形成及演化过程作进一步深入研究。

### 3.3 寒区道路工程病害防治

不同成冰机制下冻结锋面附近水分积聚模式的阐释为寒区道路工程“主动水分疏导”设计提供了研究基础。力学变形是寒区道路工程建设的关键指标,而温度和水分是控制力学变形的最关键因



素。目前的寒区道路工程建设中,防治冻融病害的措施主要以“温度控制”为主,比如:基于“主动冷却路基”理念<sup>[35]</sup>,在寒区道路工程以及输电线路建设中,采用块石路基、遮阳板、通风管以及热棒等技术进行主动温度控制,防治厚层地下冰融化。尽管“主动冷却路基”方法可以有效防治厚层地下冰融化,但其无法消除活动层内部日际或年际冻融循环变化导致的水分迁移动态,因而更倾向于被动地防治水分迁移过程。本文研究发现,不同的成冰机制导致不同的水分迁移以及累积模式,而土质和边界条件则是重要的影响因素。水分迁移模式的明晰有助于设计人员进一步深入了解水分迁移过程,进而有利于设计出控制水分迁移的可行性方案。因此,可以在“主动冷却路基”理论的基础上,更好地兼顾“水分疏导”,建立“主动水分疏导”的寒区道路冻融病害防治思路。“主动水分疏导”研究是在“主动冷却路基”研究基础上的进一步拓展。基于“主动冷却路基”以及“主动水分疏导”的各自特点及优势,在后续研究中进行一系列室内试验以及场地典型断面设计研究,并针对活动层以及冻土层不同的特性建立针对性的防治和设计措施:在活动层内部水分输运频繁,温度周期变化,应该以“主动疏水”为主;而在活动层以下的冻土层中,温度波动较小,厚层地下冰发育,应该以“主动控温”为主。

此外,随着高速铁路在寒区的广泛建设和运行,如何防治粗颗粒土微冻胀已成为目前寒区高速铁路路基防冻胀设计亟待解决的核心问题。而无冰分凝情况下的水分迁移以及积聚模式可能是导致粗颗粒土微冻胀的关键机制之一,因此继续深化不同成冰机制下冻结锋面附近的水分积聚模式是建立寒区高速铁路防冻胀设计的重要基础。哈大铁路客运专线是中国在高寒区投入运营的第一条客运专线,穿越典型的季节冻土区,其典型的路基断面由上至下依次为道砟、粗颗粒填料、黄土地基。冬季最大冻深线位于冻胀非敏感的A、B组填料中,而地下水位位于填料下方。值得注意的是,哈大线为了防水,采用的是封闭性设计,即:相当于路基下端是封闭非排水条件。由沈阳至哈尔滨400多公里范围内12处路基监测资料发现,在2012—2013年负温期,路基普遍存在约5 mm冻胀,个别区段出现近20 mm冻胀变形,已远超出相关规范<sup>[36]</sup>。盛岱超等<sup>[27,36]</sup>认为:在封闭条件下,高速列车的循环荷载会导致地下水位以下饱和的地基土(黄土)中超静孔

隙水压力的发展,进而将地下水“泵送”至冻结锋面以上,从而为土中冰的形成以及冻胀的持续发展提供源源不断的水分补给。而本文无冰分凝情况下冻结锋面处水分的积聚,即:封闭系统下冻结初期黄土第g层的水分增加异常[图6(a)],从试验的角度间接证明了盛岱超等<sup>[27,36]</sup>的观点。而且更进一步指出,即使不在高速列车的循环荷载的影响下,封闭条件下的黄土地基在冻结过程中也会存在超静孔隙水压力发展,进而导致水分向冻结锋面处迁移和积聚。本文的研究结果相当于进一步弱化了水分迁移的依赖条件,这将对高速铁路冻胀病害防治具有重要指导意义。

## 4 结论

基于层扫描核磁技术以及正冻土中的孔隙水压力测试,本文系统分析了兰州黄土和青藏粉质黏土不同成冰机制下的水分迁移及其积聚过程,得到主要结论如下:

(1)不易冰分凝的土质常常被作为路基填料或者道路建筑材料,并忽略其冻胀特性,但其内存在一定程度的微冻胀;而研究发现无冰分凝情况下土体冻结过程中的水分迁移及积聚模式是导致路基微冻胀的主要原因之一。

(2)在无冰分凝的情况下,冻结锋面附近的水分迁移及积聚主要发生在冻结初期,因孔隙体积受限而导致孔隙过饱和及孔隙水压力增加;而在有冰分凝的情况下,冻结锋面附近的水分迁移及积聚主要发生在冻结后期,因冰分凝产生进而导致孔隙欠饱和以及孔隙水压力下降。由于水分迁移、积聚阶段和机制差异,因而导致其对应的孔隙水压力表现为反相位。

(3)不同成冰机制下冻结锋面附近水分积聚模式的提出,有利于进一步细化地下冰形成过程中的水分补给动态;也有利于促进寒区道路冻胀病害水分防治措施的改进。

(4)通过对土体冻结过程中冰分凝以及水分迁移进行解耦,明确了冰分凝与水分迁移之间的因果关系。存在冰分凝与否是导致不同水分迁移动态的直接原因;而土质、温度及水分边界条件则是冰分凝有无的直接原因。

## 参考文献(References):

- [1] Qin Dahe, Yao Tandong, Ding Yongjian, et al. Glossary of cryosphere science (revised edition)[M]. Beijing: China Mete-

- orological Press, 2016: 73-75, 80-81, 106. [秦大河, 姚檀栋, 丁永建, 等. 冰冻圈科学辞典(修订版)[M]. 北京: 气象出版社, 2016: 73-75, 80-81, 106.]
- [2] 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.
- [3] Fu Ziteng, Wu Qingbai, Zhang Wenxin, et al. Water Migration and Segregated Ice Formation in Frozen Ground: Current Advances and Future Perspectives[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2022, 10: 826961.
- [4] Hjort J, Streletskiy D, Dore G, et al. Impacts of permafrost degradation on infrastructure[J]. *Nature Review Earth & Environment*, 2022, 3(1): 24-38.
- [5] Ma Wei, Zhang Lianhai, Yang Chengsong. Discussion of the applicability of the generalized Clausius-Clapeyron equation and the frozen fringe process [J]. *Earth-Science Reviews*, 2015, 142(2015): 47-59.
- [6] Li Anyuan, Niu Yonghong, Niu Fujun, et al. Research status of frost heaving properties and controlling measures of coarse grained soil [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(1): 202-210. [李安原, 牛永红, 牛富俊, 等. 粗颗粒土冻胀特性和防治措施研究现状[J]. 冰川冻土, 2015, 37(1): 202-210.]
- [7] Xu Xiaozu, Wang Jiacheng, Zhang Lixin, et al. Mechanisms of frost heave and salt expansion of soils[M]. Beijing: Science Press, 1995. [徐敦祖, 王家澄, 张立新, 等. 土体冻胀和盐胀机理[M]. 北京: 科学出版社, 1995.]
- [8] Taber S. Frost heaving[J]. *Journal of Geology*, 1929, 37: 428-461.
- [9] Taber S. The mechanics of frost heaving[J]. *Journal of Geology*, 1930, 38: 303-317.
- [10] Miller R D. Freezing and heaving of saturated and unsaturated soils[J]. *Highway research record*, 1972, 393: 1-11.
- [11] Miller R D. Frost heaving in non-colloidal soils[C]//Proceedings of the third international Conference on Permafrost. Ottawa: National Research Council of Canada, 1978: 708-713.
- [12] Gilpin R R. Theoretical studies of particle engulfment[J]. *Journal of Colloid and Interface Science*, 1980, 74(1): 44-63.
- [13] Nixon J F. Discrete ice lens theory for frost heave in soils[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 1991, 28(6): 843-859.
- [14] He Ping, Cheng Guodong, Yu Qihao, et al. A couple model of heat, water and stress fields of saturated soil during freezing [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22(2): 135-138. [何平, 程国栋, 俞祁浩, 等. 饱和正冻土中的水热力学耦合模型[J]. 冰川冻土, 2000, 22(2): 135-138.]
- [15] Akagawa S, Satoh M, Kanie S, et al. Effect of tensile strength on ice lens initiation temperature[C]//Proceedings of 13th International Conference on Cold Regions Engineering. Orono, Maine, United States: American Society of Civil Engineers, 2007: 216-228.
- [16] Bouyoucou G J. Degree of temperature to which soils can be cooled without freezing[J]. *Journal of Agricultural Research*, 1920, 20: 267-269.
- [17] Biermans M B G M, Dijkema K M, Vries D A D. Water movement in porous media towards an ice front[J]. *Nature*, 1976, 264: 137-148.
- [18] Gold L H. A possible force mechanism associated with the freezing of liquids in porous materials[J]. *Highway Research Board Bulletin*, 1957, 168: 65-72.
- [19] Everett D H. The thermodynamics of soil moisture[J]. *Transactions of the Faraday Society*, 1961, 57: 1541-1551.
- [20] Everett D H, Haines J M. Capillary properties of some model pore systems with special reference to frost damage[J]. *Bulletin Rilem*, 1965, 27: 31-36.
- [21] Dash J G, Fu H, Wettlaufer J S. The premelting of ice and its environmental consequences[J]. *Reports on Progress in Physics*, 1995, 58: 115-167.
- [22] Dash J, Rempel A, Wettlaufer J S. The physics of premelted ice and its geophysical consequences[J]. *Reviews of Modern Physics*, 2006, 78(3): 695-741.
- [23] Wettlaufer J S. Ice surfaces: macroscopic effects of microscopic structure[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1999, 357(1763): 3403-3425.
- [24] Wen Zhi, Ma Wei, Feng Wenjie, et al. Experimental study on unfrozen water content and soil matric potential of Qinghai-Tibetan silty clay[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2011, 66(5): 1467-1476.
- [25] Zhang Lianhai, Ma Wei, Yang Chengsong, et al. Investigation of the pore water pressures of coarse-grained sandy soil during open-system step-freezing and thawing tests [J]. *Engineering Geology*, 2014, 181(2014): 233-248.
- [26] Xu Xiaozu, Wang Jiacheng, Zhang Lixin, et al. Frozen soil physics[M]. Beijing: Science Press, 2001. [徐敦祖, 王家澄, 张立新, 等. 冻土物理学[M]. 北京: 科学出版社, 2001.]
- [27] Sheng Daichao, Zhang Sheng, Niu Fujun, et al. A potential new frost heave mechanism in high-speed railway embankments [J]. *Géotechnique*, 2014, 64(2): 144-154.
- [28] Zhao Lin, Ding Yongjian, Liu Guangyue, et al. Estimates of the reserves of ground ice in permafrost regions on the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, 32(1): 1-9. [赵林, 丁永建, 刘广岳, 等. 青藏高原多年冻土层中地下冰储量估算及评价[J]. 冰川冻土, 2010, 32(1): 1-9.]
- [29] Cheng Guodong. The mechanism of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1983, 8(1): 57-66.
- [30] Zhang Lianhai, Zhuang Qianlai, Wen Zhi, et al. Spatial state distribution and phase transition of non-uniform water in soils: Implications for engineering and environmental sciences [J]. *Advances in Colloid and Interface Science*, 2021, 294(2021): 102465.
- [31] Zhang Lianhai, Yang Chengsong, Wang Dayan, et al. Freezing point depression of soil water depending on its non-uniform nature in pore water pressure [J]. *Geoderma*, 2022, 412(2022): 115724.
- [32] Li Zhibin, Zhao Lin, Liu Guangyue, et al. Analysis of soil moisture content in the active layer in the permafrost region of the Tuotuo River source in frozen season[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2022, 44(1): 56-68. [李智斌, 赵林, 刘广岳, 等. 冻结季沱沱河源多年冻土区活动层土壤水分含量分析[J]. 冰川冻土, 2022, 44(1): 56-68.]
- [33] Yao Tandong, Qin Dahe, Shen Yongping, et al. Cryospheric changes and their impacts on regional water cycle and ecological conditions in the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal Nature*, 2013, 35: 179-186. [姚檀栋, 秦大河, 沈永平, 等. 青藏高原冰冻圈变化及其对区域水循环和生态条件的影响[J]. 自然杂志, 2013, 35: 179-186.]
- [34] Cheng Guodong, Zhao Lin, Li Ren, et al. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2019, 64: 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: 2783-2795. ]
- [35] Ma Wei, Cheng Guodong, Wu Qingbai. Construction on permafrost foundations: Lessons learned from the Qinghai-Tibet railroad[J]. Cold Regions Science and Technology, 2009, 59 (2009): 3-11.
- [36] Sheng Daichao, Zhang Sheng, Li Xi. Effects of train loads on frost heave of embankments[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2013, 35(12): 2186-2191. [盛岱超, 张升, 李希. 高速列车与路基冻胀相互作用机理[J]. 岩土工程学报, 2013, 35(12): 2186-2191. ]

## The modes and its implications of water accumulation near the freezing front during soil freezing with considering ice segregation

ZHANG Lianhai<sup>1,5</sup>, MA Wei<sup>1,2</sup>, SHI Yajun<sup>1,2</sup>, HUANG Yongting<sup>3</sup>, HAN Dawei<sup>1,4</sup>,  
YANG Chengsong<sup>1,2</sup>, SHANG Fei<sup>1,2</sup>, ZHOU Chenglin<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, 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. Institute of Geological Hazards Prevention, Gansu Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 4. Huadong Engineering Corporation Limited, Hangzhou 311122, China; 5. Joint NMR Laboratory for Freeze-Thaw Processes in Soils, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** Water accumulation associated with water migration is closely related with the ice segregation, but their coupling relationship is still unclear. To decoupling the relationship of water accumulation and ice segregation, herein, the dynamics of water migration and ice segregation during the freezing and thawing of different soil types under different water supplying conditions have been investigated based on pore water pressure measurement and layer-scanning technique. Results showed that apparent water accumulation near the freezing front during the freezing of silty clay and loess tested here, but there exist differences in modes. During loess freezing under closed system, no ice segregation was observed, the pore water pressure increased, and there existed apparent liquid water accumulation during the early stage of freezing; while during the freezing of silty clay, there existed ice segregation, the pore water pressure decreased, and no apparent liquid water accumulation occurred during the early stage of freezing. The results implied that there exist two modes of water accumulation near the freezing front during soil freezing: one is the water accumulation induced by water pressure gradient induced by pore ice which results in water flowing from the frozen zone and unfrozen zone to the location near the freezing front; the other is the water accumulation induced by cryo-suction of segregation ice which results in the water flowing from the unfrozen zone to the location near the freezing front. Notably, the contribution from each mode associated with water accumulation of soil freezing depends on whether the ice segregation exists. As no ice segregation forms, water accumulation induced water pressure gradient predominates during the early stage of freezing. As there exists ice segregation during freezing, water accumulation induced cryo-suction predominates during the later stage of freezing. Investigating on different modes of water accumulations will be helpful for the exploring the mechanisms of freeze-thaw diseases and the ground ice in the cold regions.

**Key words:** ice segregation; water accumulation; unfrozen water; water migration; pore water pressure

(责任编辑: 吴青柏)