

DOI: 10.16285/j.rsm.2015.06.006

冻土未冻水含量的低场核磁共振试验研究

谭 龙¹, 韦昌富^{1,2}, 田慧会², 周家作², 魏厚振²

(1. 桂林理工大学 土木与建筑工程学院, 广西 桂林 541004; 2. 中国科学院武汉岩土力学研究所 岩土力学与工程国家重点实验室, 湖北 武汉 430071)

摘 要: 采用低场核磁共振技术测试了冻融循环过程中不同土质、不同 NaCl 离子浓度饱和试样的未冻水含量, 结合 T_2 分布曲线从微观角度分析了冻融过程中未冻水在孔隙赋存分布情况。试验结果表明: 冻结过程可分为过冷阶段、快速下降段、稳定段 3 个阶段, 而融化过程仅存在稳定段、快速融化段, 并不存在与过冷现象对应的过热现象。冻结时大孔隙的水首先冻结, 而融化时孔隙水的增加却是从小孔隙开始的, 这是由水分热动力学势能的差异导致孔隙水冻结和融化在时间上的有序性。并且分析了冻融循环中土质类型、离子浓度对未冻水含量的影响, 以及探讨了冻融过程出现的滞后现象的原因。

关 键 词: 冻土; 未冻水含量; 核磁共振; T_2 分布; 滞后作用

中图分类号: TU 445

文献标识码: A

文章编号: 1000 - 7598 (2015) 06 - 1566 - 07

Experimental study of unfrozen water content of frozen soils by low-field nuclear magnetic resonance

TAN Long¹, WEI Chang-fu^{1,2}, TIAN Hui-hui², ZHOU Jia-zuo², WEI Hou-zhen²

(1. College of Civil Engineering and Architecture, Guilin University of Technology, Guilin, Guangxi 541004, China; 2. State Key Laboratory of Geomechanics and Geotechnical Engineering, Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan, Hubei 430071, China)

Abstract: Unfrozen water contents of saturated soil with different soil types and different concentrations of NaCl are measured by low-field nuclear magnetic resonance (NMR) in freezing-thawing cycles. The distribution of unfrozen water in soil is discussed combining with T_2 distribution curve from the microscopic viewpoint during freezing and thawing process. It is concluded from the experimental results that the freezing process can be divided into three stages: super-cooling stage, rapid decline stage and stable stage; while the thawing process can only be divided into two stages: stable stage and rapid melting stage, and there is no overheating phenomenon in thawing process. During the freezing process, water in large pore freezes firstly. In a sharp contrast, the pore ice in small pores melts firstly. Thermodynamic potential difference of pore water results in the sequence of phase change of pore water during the freezing-thawing process. In addition, the influence of soil type and ion concentration on unfrozen water and hysteresis during freezing-thawing process is analyzed and possible mechanisms for the hysteresis are discussed.

Keywords: frozen soil; unfrozen water content; NMR; T_2 distribution; hysteresis

1 引 言

冻土是一种温度低于 0 且含有冰的土, 其冻结以后, 并非土中所有的液态水都转变成固态水, 由于毛细作用和颗粒表面能的作用, 其中始终保持着一定数量的液态水称作未冻水^[1], 这部分未冻水与冻土中土颗粒、冰、气体组成了对温度十分敏感的多相复杂体系。在冻结过程中, 随着温度的降低,

冻土中未冻水含量减少, 起到胶结颗粒作用的冰含量不断增加, 从而使得冻土的强度随温度降低而增大^[2]。在融化过程中, 随着温度的升高, 冻土中未冻水含量变大, 土颗粒间冰的胶结作用遭到破坏, 结构稳定性降低, 相应的抗剪强度也下降^[3]。由此可见, 冻土中未冻水和冰之间的相互转化是导致冻土物理学性质不稳定的一个重要因素。

土体在冻结过程中, 含水土层常常伴随着冻胀

收稿日期: 2014-02-11

基金项目: 国家自然科学基金项目(No.51239010); 广西自然科学基金重大项目(No.2011GXNSFE018004); 广西自然科学基金创新研究团队项目(No.2012GXNSFGA060001)。

第一作者简介: 谭龙, 男, 1988 年生, 硕士研究生, 主要从事冻土力学方面的研究。E-mail: tanlongaini123@163.com

通讯作者: 韦昌富, 男, 1966 年生, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事多相孔隙介质理论及其应用方面的研究。E-mail: cfwei@whrsm.ac.cn

的发生,而冻胀里的水分迁移正是在温度梯度作用下以未冻水或者薄膜水的形式发生运动^[4]。因此,冻土中未冻水含量的研究分析对于理论研究和工程实践都具有重要的意义。然而,如何准确快速测试出未冻水含量是一个问题,目前常见的测试方法有基于能量守恒原理的热量法^[5]、基于土壤的介电常数与体积含水率函数关系的时域反射仪(TDR)法^[6]、基于土壤对射线的吸收强度与其重度和水分含量的线性关系的计算机层析识别技术(CT)法^[7]、基于不同物理、化学状态的氢核在射频场的干扰产生不同的豫驰时间(T_2)的核磁共振仪(NMR)法^[8]。通过分析国内外测试未冻水方法的文献可知,热量法是一个原理简单、精度高、稳定性好的传统经典方法,不过这种方法操作和计算比较繁琐复杂^[9]。TDR测试方法通过测定土层的介电常数来确定未冻水含量,这种方法拥有速度快、价格便宜、便携式等特点。然而,土的介电常数容易受土质、温度、重度等物理因素的影响。王丽萍等^[10]指出,在测试冻土中的孔隙水不均匀分布时,土的介电常数测试不一定准确。NMR在冻土的未冻水测试应用方面具有直接性和无损性,在水分分布与迁移测定中受外界干扰小,单次测试时间短,不会扰动试样,NMR是一种快速、准确、无损测试未冻水含量的方法。

本文基于核磁共振技术在测试水分含量与孔隙水分布方面的应用,分析了未冻水含量的冻融特性以及其随土质类型、NaCl离子浓度的变化规律,结合 T_2 分布曲线分析了相变过程的孔隙水分布并且对滞后现象进行了分析,同时也为核磁共振技术在岩土工程领域中的应用提供一些借鉴性的操作方法和分析思路。

2 试验方法与过程

2.1 核磁共振测试原理

核磁共振技术中, T_2 描述的是横向磁化矢量 M_{XY} 衰减快慢,横向磁化矢量从最大值减少至最大值的37%时所需的时间定义为 T_2 。 T_2 曲线遵循如下指数规律:

$$M_{XY}(t) = M_{XY}(0)e^{-t/T_2} \quad (1)$$

式中: $M_{XY}(t)$ 为*i*类质子弛豫开始后*t*时刻的横向磁化矢量; $M_{XY}(0)$ 为此类质子弛豫刚开始的那一时刻的最大横向磁化矢量,与温度*T*成反比,与主磁场强度 B_0 成正比。

$$M_{XY}(0) = \frac{I(I+1)Ng^2\mu_N^2}{3KT} B_0 \quad (2)$$

式中: I 为自旋量子数,对于质子 $I=1/2$; N 为单位体积中氢核数目; μ_N 为核磁子,对于质子 $\mu_N = 5.05095 \times 10^{-27} \text{ J/T}$; g 为郎德因子(无量纲,质子的 $g=5.585$); K 为玻尔兹曼常数,其值为 $1.3805 \times 10^{-23} \text{ J/K}$; T 为热力学温度(); B_0 为主磁场的磁场强度(T)。

于是 $\sum_{i=1}^n M_{XYi}$ 就代表了总信号量的大小。对于同一个样品,其总信号大小的变化受两方面因素的影响:温度对其的影响;物质变化导致总信号量的变化^[11]。

在核磁共振技术中,液相水的 T_2 值可以反映水分所处环境的结构,

$$\frac{1}{T_2} = \rho_2 \left(\frac{S}{V} \right)_{\text{pore}} \quad (3)$$

这里假设所有的孔隙形状为球形,于是有

$$\frac{1}{T_2} \approx \rho_2 \left(\frac{S}{V} \right)_{\text{pore}} = \rho_2 \frac{3}{R} \quad (4)$$

式中: R 为孔隙半径; ρ_2 为 T_2 表面弛豫强度,随土性的改变而发生变化的常数^[12]。说明 T_2 与孔隙半径成正比,即小孔隙中水的 T_2 值比大孔隙中水的 T_2 值小。因此, T_2 的分布反映了水分在岩土介质孔隙中的分布。

2.2 试验设备

本试验所涉及的仪器包括恒温低温箱和核磁共振仪。前者为宁波天恒仪器生产的THD-2020型号(量程:-20~+100,精度 ± 0.05)恒温低温箱;后者为由中国科学院武汉岩土力学研究所与苏州纽迈公司联合研制的型号为PQ-001的Mini NMR核磁共振分析仪,其结构示意图如图1所示。核磁共振分析仪主要由永磁体、试样管、射频系统和数据采集分析系统组成。永久磁体磁场强度为0.52 T,为了保证主磁场的均匀性与稳定性,磁体温度维持在 32 ± 0.01 ,试样管的有效测试区域为 $60 \text{ mm} \times \phi 60 \text{ mm}$ ^[13]。

2.3 试验材料与步骤

本次试验的所有土样均是用去离子蒸馏水(自制)配制初始含水率15%的土样,封装在密封袋中7 d时间,使得土中水分迁移均匀,利用千斤顶压制所需干密度的环刀样,然后通过抽真空饱和法对试样进行饱和。为了排除铁磁物质对主磁场均匀性的影响,这里采用规格为 $20 \text{ mm} \times \phi 45 \text{ mm}$ 的聚四氟乙烯环刀替代常规的不锈钢环刀制样。试验的控制参数见表1,其中,为了研究不同土质对未冻水的影

响，试验采用的砂土、粉土、黏土 3 种土质配制饱和土样。为了研究 NaCl 离子对未冻水的影响，由于采用的粉土的初始含盐量很小，故未进行洗盐处

理，3 个土样的干密度控制在 1.7 g/cm^3 ，抽真空饱和，分别用蒸馏水，0.5、1.0 mol/L 浓度的 NaCl 溶液浸泡饱和 7 d 时间。

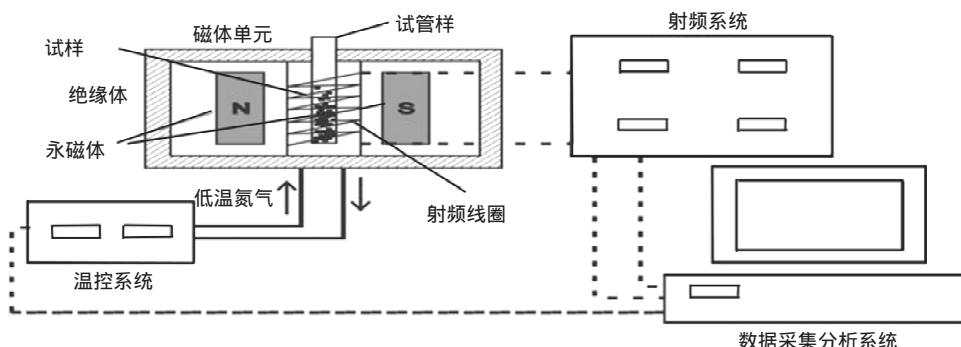


图 1 核磁共振测试系统
Fig.1 NMR test system

表 1 试验土样的控制参数
Table 1 Control parameters of test soils

编号	土质	干密度 ρ_d /(g/cm^3)	NaCl /(mol/L)	初始含水率 ω_0 /%	饱和含水率 ω_{sr} /%
1	砂土	1.6	0.0	15	27.65
2	黏土	1.7	0.0	15	30.39
3	粉土	1.7	0.0	15	22.24
4	粉土	1.7	0.5	15	23.56
5	粉土	1.7	1.0	15	23.64

本次试验的测试温度区间为 $+25 \sim -20$ ，测试温度点的确定根据核磁信号的变化适时选取，降温梯度在 $0.5 \sim 5$ 之间选取。为了研究冻融循环过程中同一温度点未冻水的滞回性，升温温度点重复降温时选取的温度点。为了保证核磁共振磁场的稳定均匀度，提前 1 d 打开磁体恒温系统和射频单元电源。试验开始以后，把试样放在导热性较好的铜管里，然后在低温冷浴中每一个测试点冷冻 4 h (根据对比试验发现，冻结 4 h 后试样的核磁信号不再变化)，让土体温度内外达到一致。低温水浴是通过恒温低温箱添加冷冻液乙二醇控制的，核磁信号开始采集前，用 NMR 的温控系统将低温氮气充入到核磁共振的试样管里 (见图 1)，当环境温度与测试温度相同时，开始设置采集参数，采集获得自由感应衰减 (FID) 曲线，然后根据傅里叶变换反演软件获得 T_2 分布，并保存核磁信号数据。重复上述步骤，测定升温 and 降温时，选取的所有温度点直至试验完成。

3 试验结果与分析

3.1 未冻水含量的计算

根据居里定律，土体在正温区间其孔隙水核磁信号强度与温度之间的线性关系，采用正温区实测

数据绘制顺磁线性回归线^[14]。土体在正温区，核磁信号强度随着温度的降低而线性升高，随着温度继续降低，核磁信号开始波动，由于部分液态水开始冻结，冰的信号在核磁中不显示，信号开始降低，但降幅逐渐减小，最终稳定下来，因此，可以根据 NMR 信号强度的减小换算未冻水含量。计算方法如下：将正温区的顺磁线性回归线延长到负温区 (见图 2)，在负温区的某一温度的未冻水含量等于某一温度下测得的信号强度 a 值乘以未冻结的含水率除以该温度下回归线所示的信号强度 b 值。

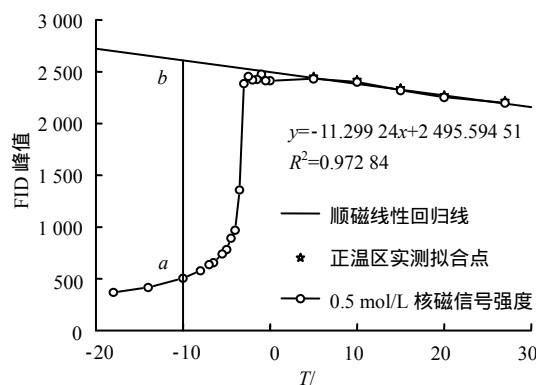


图 2 未冻水含量计算
Fig.2 Calculation of unfrozen water content

饱和试样冻结以后，由于毛细和颗粒表面的吸附作用，随着温度的降低，始终有一部分液态水没有冻结成冰，这部分水和冰之间始终保持着动态平衡。并可用公式表达^[1]

$$\omega_u = a\theta^{-b} \quad (5)$$

式中： ω_u 为未冻水含量； θ 为负温绝对值； a 和 b 为土质因素有关的经验常数^[1]。本次试验也对融化

过程的 1.0 mol/L 粉土试样的数据进行了指数拟合，并绘制了如图 3 所示的曲线，较好地印证了起始冻结温度以后，未冻水含量与温度之间的指数关系，说明利用核磁共振技术测量未冻水含量是可靠的。

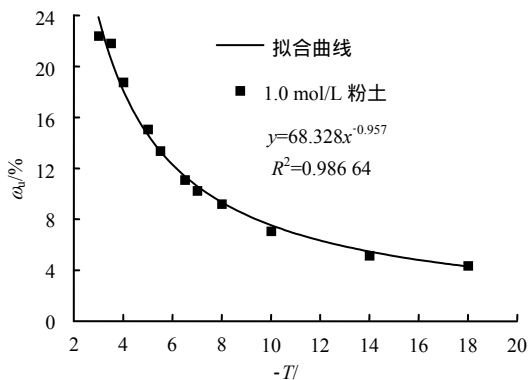


图 3 未冻水含量与温度关系拟合曲线

Fig.3 Fitted curve of unfrozen water content vs. temperature

3.2 冻融过程分析

在冻土中，未冻水含量与温度之间保持着动态平衡，且随着温度的降低，未冻水含量不断减少，反之亦然^[1]。在冻结过程中，土中水由过冷态变为冻结态时，未冻水含量有突变，随着温度继续降低，孔隙水含量会迅速下降，此时温度对土体中未冻水含量的影响很大。

图 4 所示为干密度 $\rho_d=1.7 \text{ g/cm}^3$ 饱和黏土试样的未冻水含量与温度之间的冻融特征曲线。从图中不难看出，土体在冻结过程中，经历、
3 个阶段，其中，在第 阶段 (0~-2) 图中显示，在降温到 0 以后，孔隙水含量基本稳定，这是由于试样孔隙水处于未结晶成核的亚稳状态，液态水未发生相变，这段属于过冷段^[15]。第 阶段 (-2~-5.5)，达到冻结温度以后，随着温度的降低，土体中孔隙水含量快速降低，结晶成冰，这段属于快速下降段。在第 阶段 (-5.5~-17)，随着温度的继续降低，土体中的未冻水含量趋于平稳，此段属于稳定段。此段的未冻水主要是土颗粒表面的薄膜水，薄膜水随着温度的降低逐渐变薄，越薄越不易冻结，所以未冻水含量逐渐趋于平稳。这种变化趋势与文献^[16]中介绍的土体在冻结过程中经历的 3 个阶段是一致的。然而，与降温过程的 3 个阶段不同，土体在融化过程中仅存在两个阶段：在较低温度范围内，未冻水含量随着温度的升高，其含量随之也升高，但变化较小，此段为稳定；当温度低于冻结温度时，未冻水含量随温度升高而增大，且温度越高，未冻

水变化越剧烈，直至冰体完全融化，并不存在与降温冻结过程中过冷现象对应的过热现象。

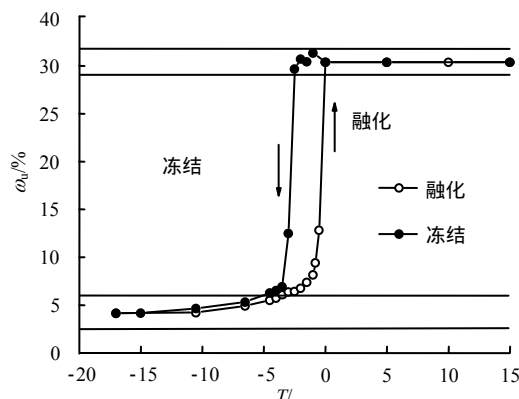


图 4 冻融循环过程中未冻水含量与温度的关系

Fig.4 Curves of unfrozen water content vs. temperature in freezing-thawing cycles

3.3 冻融过程孔隙水分布

为了避免重复分析，这里仅以黏土试样为例，分析了土体在冻融过程中孔隙水相变的微细观过程。根据第 2 部分介绍的核磁理论可知， T_2 值反映了水在试样中的赋存位置， T_2 越大，孔隙水所处的孔径越大，反之亦然。笔者将 T_2 曲线与坐标轴围成的面积定义为峰面积，峰面积代表孔隙水的赋存量。

基于此理论，在黏土冻结过程中，由图 5 可知，当温度处于第 阶段的 -1.0 时，由于过冷现象的出现，孔隙水并未冻结，此时 T_2 分布曲线显示的是未冻状态下孔隙水在大小孔隙中的赋存情况。此时的孔隙水分布在饱和试样的大孔隙和小孔隙里，峰面积的大小代表 -1.0 时试样中未冻水含量。温度从 -1.0~-3.0 时， T_2 时间于 1~100 ms 的峰面积大于 0~1 ms 的峰面积，也即此温度段小孔隙冻结的孔隙水明显低于大孔隙冻结的孔隙水。在 -1~-2.5 温度区间，可以看到孔隙水的冻结是从大孔隙开始的，然后逐渐向细小孔隙发展。这是由孔隙水的水分势能的差异，导致孔隙水冻结过程在时间上的有序性^[17]。温度从 -6.5 到 -17 ，不难发现 T_2 分布的峰面积减少的部分集中在 0.01~1 ms，并且峰面积的减小幅度在降低，说明在此温度段冻结过程主要发生在小孔隙里，峰面积的降幅较小也与颗粒表面吸附作用的吸附水不易冻结是一致的。由图 6 可知，冻土在融化过程中，从 -17 升温到 -2.5 ，峰面积从小孔隙开始增加，不过增幅较小。随着温度继续升高，可以看到处于大孔隙中的冰也开始融化，并且峰面积随着温度的增加快速升高。综上所述，冻结是从大孔隙开始，而融化是从小孔隙开始。

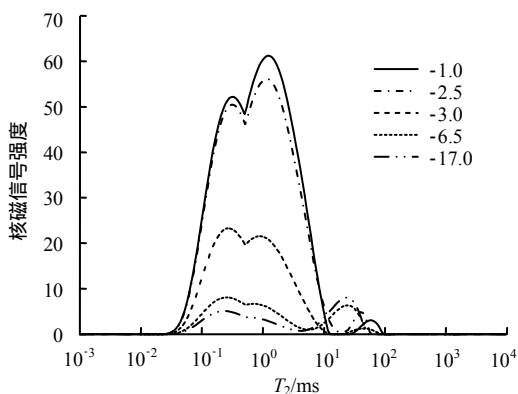


图 5 黏土冻结过程中 T_2 分布曲线变化

Fig.5 T_2 distribution curves of clay in freezing process

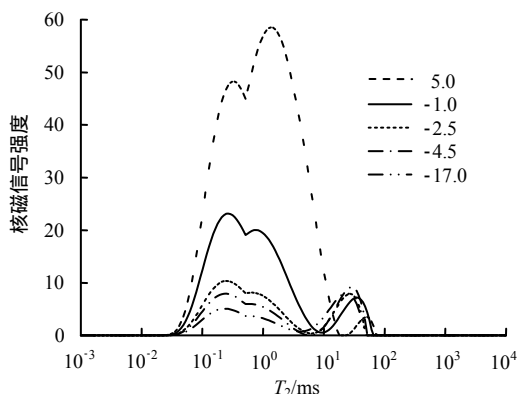


图 6 黏土融化过程中 T_2 分布曲线变化

Fig.6 T_2 distribution curves of clay in thawing process

3.4 土质对冻结过程的未冻水影响

图 7 给出了黏土、砂土、粉土的冻融特征曲线，其初始含水率分别为 30.39%、27.65%、22.24%。从图中直观地看到，黏土与砂土、黏土与粉土在同样的负温度下，未冻水含量随着土体颗粒的比表面积增大而增大。这是一个预料之中的结果，因为矿物颗粒的比表面积越大，土颗粒表面吸附作用越强，孔隙水冰点越低。另外，从图中也看到，砂土与粉土的对比中，砂土刚开始的未冻水含量高于粉土，这是由于砂土的初始含量比粉土高造成的，随着温度的继续降低，在第 阶段，砂土的未冻水含量一直低于粉土的未冻水含量，导致这一现象的原因是粉土颗粒的比表面积大，孔隙水的冰点比砂土低。

3.5 离子对未冻水含量的影响

图 8 是干密度均为 1.7 g/cm^3 ，含 NaCl 离子浓度分别为 0.0、0.5、1.0 mol/L 饱和粉土试样的冻融特征曲线，其含水率分别为 22.24%、23.56%、23.64%。本次试验的最低温度在 -20 以内，所以含有 NaCl 离子的冻融特征曲线未出现二次突变现象^[18]。从图可知，试样在冻结过程中，未冻水含量

同样经历了 、 、 3 个阶段。

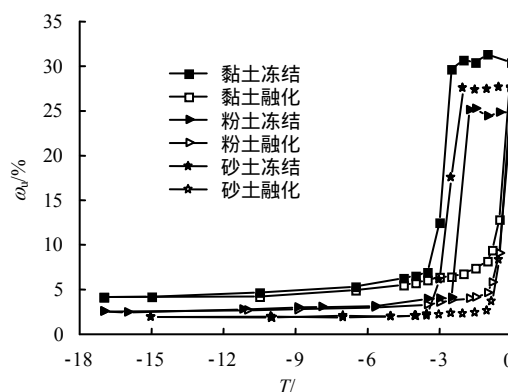


图 7 不同土质的未冻水含量与温度的关系

Fig.7 Curves of unfrozen water content vs. temperature of different soils

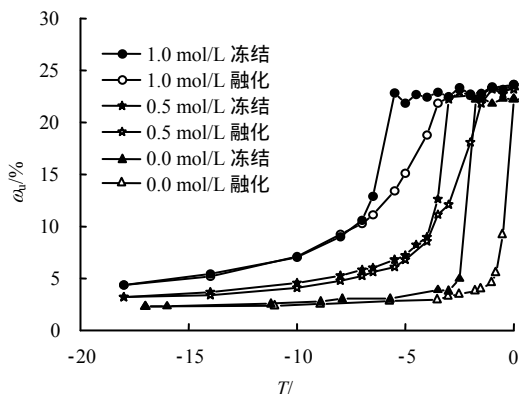


图 8 不同 NaCl 离子浓度的未冻水含量与温度的关系

Fig.8 Curves of unfrozen water content vs. temperature for different NaCl concentrations

在第 阶段，离子浓度越高，冻结的温度越低。产生这一现象的原因是在土水体系里，钠离子水化后半径约增大 7 倍，增加了持水性，离子浓度的增加还可以限制水分子从离子水化结构中脱出，离子抑制了冰晶的生成^[1, 19]。

在第 阶段，未冻水依然保持快速下降的趋势，但随着离子浓度的增加，下降的趋势逐渐变缓。这是因为孔隙水在快速冻结过程中，孔隙水结晶成冰，而离子会远离冰晶使得孔隙水的离子浓度增加^[15]，对未冻水的进一步冻结起到制约作用。

在第 阶段，可以直观地看出，不同离子浓度试样的未冻水含量逐渐趋于平稳，但整体上离子浓度越高，平稳段时未冻水含量越高，这是由于带负电的土颗粒表面的吸附力，大量的水合阳离子聚集在土颗粒表面，阳离子外围又吸引密度更高的水合阴离子，形成扩散双电层，随着离子浓度的增加，土颗粒表面薄膜水不断变厚。因此，在相同负温下，未冻水含量随着离子浓度的增加而增大。

3.6 冻融循环的滞后现象

在冻土的冻融循环过程中，滞后作用是众所周知的，但又缺乏深入了解的一种现象^[1]。滞后现象最显著的是土体在冻结和融化过程中其未冻水含量与温度之间的平衡关系不是一一对应的。冻土中的未冻水含量不仅仅决定于当前的温度值，也与温度的变化历史密切相关。更确切地说，在相同的温度下，冻结过程中土体未冻水含量比融化过程中土体未冻水含量高。

土体的冻结和融化过程实际就是孔隙水发生相变的过程，孔隙水的相变过程遵循 Gibbs-Thomson 方程：

$$\Delta T_m(r) = T_{mB} - T_m(r) = \frac{F\sigma_{sl}T_{mB}\cos\phi}{r\Delta H_f\rho_s} \quad (6)$$

$$F = kr \quad (7)$$

$$k = \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \quad (8)$$

式中： $\Delta T_m(r)$ 为半径为 r 的熔点下降值； T_{mB} 为纯水冰的熔点； F 为界面的形状因子； k 为接触面的曲率； $\Delta T_m(r)$ 为半径为 r 的晶体的熔点； σ_{sl} 为晶体-液体界面的表面能； ΔH_f 为冰的熔化焓； ρ_s 为固体的密度； ϕ 为液体与孔壁的接触角； r_1 、 r_2 描述任一点接触面的正交半径^[20]。

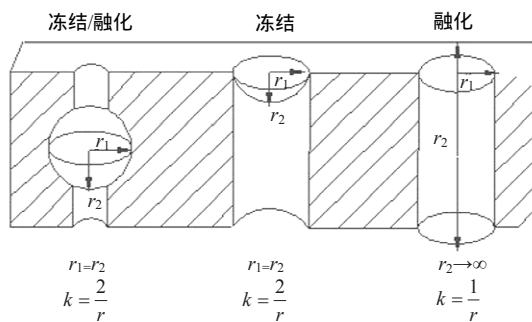


图 9 在冻融循环过程中理想球形和圆柱形孔的接触面曲率

Fig.9 Illustration of interface curvatures in ideal spherical and cylindrical pores in freezing-thawing cycles

式 (6) 等号右边的参数，在给定的试样冻融循环中，除了 F 是变量，其他均是常量。从图 9 可知，在理想的球形孔隙里，冻融前后的固-液面的曲率是一致的，亦即冰点和熔点是一致的，不会有未冻水含量滞后的现象出现。在圆柱状的孔隙里，冻结时由 $r_1=r_2$ 可知曲率 $k=2/r$ ，而融化时 r_1 保持不变， r_2 变成无穷大， $k=1/r$ 。因此，在圆柱状毛细管孔隙里，孔隙水冻结时冰点下降值 ΔT_{mf} 是融化时熔点下降值 ΔT_{mt} 的两倍。

$$\Delta T_{mf} = 2\Delta T_{mt} \quad (9)$$

从图 4、8 可以清晰地看到，滞后效应发生在 、 、 3 个阶段，滞后作用最不显著的处于第 阶段，最明显的滞后处于 、 阶段。第 阶段，发生的滞后是由土体冻结过程中的过冷现象出现引起的^[21]。第 阶段的滞后是由于土颗粒间孔隙的几何形状影响的，因为土中的圆柱状毛细管冻结和融化过程中的曲率大小发生了变化，结合式(9)可知，融化过程中的熔点明显高于冻结的冰点，会使得一部分冰未到达熔点而不能融化。第 阶段的滞后是由孔隙水冻结中，冰的膨胀破坏孔隙的原有的结构，孔隙几何尺寸的改变导致了毛细效应的变化，从而引起孔隙水熔点的变化。

4 结 论

(1) 从冻融特征曲线可知，冻结过程可分为 、 、 3 个阶段，分别代表过冷度段、快速下降、稳定段；然而在融化过程中仅存在稳定段、快速融化段，并不存在过冷对应的过热现象。

(2) 结合 T_2 分布曲线，从微观角度分析了冻融过程中孔隙水的分布情况，冻结时孔隙水是从大孔隙开始减少，然后是小孔隙。而融化时孔隙水却是从小孔隙开始增加的。这是由于不同孔径的水分势能的差异，导致孔隙水冻融过程在时间上的有序性。

(3) 从不同土质、不同离子浓度的饱和试样的未冻水与温度的关系图中可知，土质颗粒的比表面和离子浓度的增加，均会使得未冻水含量增加。

(4) 冻融循环过程中，滞后效应发生在 、 、 3 个阶段，第 阶段是由孔隙水的过冷现象引起的，第 、 段，可从圆柱状毛细管的水在冻结和融化前后的熔点下降值的差异来分析解释滞后。关于滞后的详细微观机制解释，目前还没有统一的认识，有待于进一步的分析探讨。

参 考 文 献

[1] 徐学祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学[M]. 北京: 科学出版社, 2001.

[2] 李顺群, 高凌霄, 柴寿喜. 冻土力学性质影响因素的显著性和交互作用研究[J]. 岩土力学, 2012, 33(4): 1174 - 1176.

LI Shun-qun, GAO Ling-xia, CHAI Shou-xi. Significance and interaction of factors on mechanical properties of frozen soil[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2012, 33(4): 1174 - 1176.

[3] 齐吉琳, 马巍. 冻土的力学性质及研究现状[J]. 岩土力

- 学, 2010, 31(1): 137 - 138.
- QI Ji-lin, MA Wei. State-of-art of research on mechanical properties of frozen soils[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2010, 31(1): 137 - 138.
- [4] 徐学祖, 邓友生. 冻土中水分迁移的试验研究[M]. 北京: 科学出版社, 1991.
- [5] BRONFENBRENER L, KORIN E. Experimental studies of water crystallization in porous media[J]. **Chemical Engineering and Processing**, 2002, 41(4): 357 - 363.
- [6] AZMATCHA T F, SEGOA D C, ARENSON B L U, et al. Using soil freezing characteristic curve to estimate the hydraulic conductivity function of partially frozen soils[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 2012, 83 - 84: 103 - 109.
- [7] 李东阳. 冻土未冻水含量测试新方法的试验和理论研究[D]. 北京: 中国矿业大学, 2011: 8 - 13.
- [8] WEN Zhi, MA Wei, FENG Wen-jie, et al. Experimental study on unfrozen water content and soil matric potential of Qinghai-Tibetan silty clay[J]. **Environmental Earth Sciences**, 2012, 66(5): 1467 - 1476.
- [9] 冷毅飞, 张喜发, 杨凤学, 等. 冻土未冻水含量的量热法试验研究[J]. 岩土力学, 2010, 31(12): 3758 - 3760.
- LENG Yi-fei, ZHANG Xi-fa, YANG Feng-xue, et al. Experimental research on unfrozen water content of frozen soils by calorimetry[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2010, 31(12): 3758 - 3760.
- [10] 王丽萍, 刘霞, 边海明, 等. 用于估算冻土中液态水分量的 TDR 数据校正[J]. 内蒙古农业大学学报, 2011, 32(1): 208 - 210.
- WANG Li-ping, LIU Xia, BIAN Hai-ming, et al. Calibration of TDR water data for Estimation of frozen in soil[J]. **Journal of Inner Mongolia Agricultural University**, 2011, 32(1): 208 - 210.
- [11] 汪红志, 张学龙, 武杰. 核磁共振成像技术试验教程[M]. 北京: 科学出版社, 2008.
- [12] George Coates, 肖立志, Manfred Prammer. 核磁共振测井原理与应用[M]. 北京: 石油工业出版社, 2007.
- [13] 田慧会, 魏厚振, 颜荣涛, 等. 低场核磁共振在研究四氢呋喃水合物形成过程中的应用[J]. 天然气工业, 2011, 31(7): 97 - 99.
- TIAN Hui-hui, WEI Hou-zhen, YAN Rong-tao, et al. Application of low-field NMR to the studies of the THF hydrate formation process[J]. **Natural Gas Industry**, 2011, 31(7): 97 - 99.
- [14] AR 泰斯, JL 奥利丰特, 朱元林, 等. 用脉冲核磁共振法及物理解吸试验测定的冻土中冰和未冻水之间的关系[J]. 冰川冻土, 1983, 5(2): 37 - 39.
- TICE A R, OLIPHANT J L, ZHU Yuan-lin, et al. Relationship between the ice and unfrozen water phases in frozen soils as determined by pulsed nuclear resonance and physical desorption data[J]. **Journal of Glaciology and Geocryology**, 1983, 5(2): 37 - 39.
- [15] BITTELLI M, FLURY M. A thermodielectric analyzer to measure the freezing and moisture characteristic[J]. **Water Resources Research**, 2003, 39(2): 1041 - 1042.
- [16] 王丽霞, 胡庆立, 凌贤长, 等. 青藏铁路冻土未冻水含量与热参数试验[J]. 哈尔滨工业大学学报, 2007, 39(10): 1660 - 1661.
- WANG Li-xia, HU Qing-li, LING Xian-zhang, et al. Test study on unfrozen water content and thermal parameters of Qinghai-Tibet railway frozen silty clay[J]. **Journal of Harbin Institute of Technology**, 2007, 39(10): 1660 - 1661.
- [17] 王家澄, 徐学祖, 王玉杰. 单向冻结时土颗粒位移的热筛效应及对流迁移[J]. 冰川冻土, 1996, 18(3): 252 - 253.
- WANG Jia-cheng, XU Xiao-zu, WANG Yu-jie. Thermal sieve effect and convectional migration of soil particles during unidirectional freezing[J]. **Journal of Glaciology and Geocryology**, 1996, 18(3): 252 - 253.
- [18] 张立新, 徐学祖, 邓友生. 含氯化钠冻土未冻水含量与冻融过程关系的特征[J]. 冰川冻土, 1995, 17(3): 258 - 262.
- ZHANG Li-xin, XU Xiao-zu, DENG You-sheng. Unfrozen water content of soil containing NaCl relating to freezing-thawing processes[J]. **Journal of Glaciology and Geocryology**, 1995, 17(3): 258 - 262.
- [19] 炳慧, 何平, 杨成松, 等. 开放系统下硫酸钠盐对土体冻胀的影响[J]. 冰川冻土, 2006, 28(1): 127 - 128.
- BING Hui, HE Ping, YANG Cheng-song, et al. Influence of sodium sulfate on soil frost heaving in an open system[J]. **Journal of Glaciology and Geocryology**, 2006, 28(1): 127 - 128.
- [20] ANDERSON R, TOHIDI B, WEBBER J B W. Gas hydrate growth and dissociation in narrow pore networks: Capillary inhibition and hysteresis phenomena[J]. **The Geological Society**, 2009, 319: 145 - 159.
- [21] SPAANS E J A, BAKER J M. The soil freezing characteristic: Its measurement and similarity to the soil moisture characteristic[J]. **Soil Science Society of America Journal**, 1996, 60(1): 13 - 19.