

DOI: 10.11779/CJGE201606008

冻结状态青藏粉质黏土的渗透系数测量研究

张 虎, 张建明, 张致龙, 柴明堂

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 粉质黏土在青藏高原多年冻土地区广泛分布, 为了充分认识其在冻结状态下的渗透性质, 开展了一系列渗透试验测量了在-0.6℃~0.1℃条件下含水率为50%的青藏粉质黏土的渗透系数。结果显示: 在高负温区间内, 冻结粉质黏土的渗透系数处于 8.22×10^{-11} ~ 7.19×10^{-9} cm/s之间; 另外, 渗透系数与土温之间呈现出幂函数关系, 土温越接近于0℃, 渗透系数增大越快; 冻土的渗透系数表现出随着未冻水体积含量的增加而快速增大的趋势。渗透性的存在可测意味着高温冻土在外荷载下会存在固结作用。

关键词: 青藏粉质黏土; 高温冻土; 渗透系数; 渗透介质

中图分类号: TU47 文献标识码: A 文章编号: 1000-4548(2016)06-1030-06

作者简介: 张 虎(1986-), 男, 助理研究员, 主要从事冻土力学及寒区工程等方面研究。E-mail: zhanghu@lzb.ac.cn。

Measurement of hydraulic conductivity of Qinghai-Tibet Plateau silty clay under subfreezing temperatures

ZHANG Hu, ZHANG Jian-ming, ZHANG Zhi-long, CHAI Ming-tang

(State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China)

Abstract: In order to cognize the permeable property of the frozen silty clay spreading widely in permafrost regions on the Qinghai-Tibet Plateau, a series of laboratory tests are conducted to measure the hydraulic conductivities of the frozen silty clays with moisture content of 50% at temperatures from -0.6 to 0.1°C. The results show that under the warm negative temperatures, the hydraulic conductivities of frozen silty clay are in the range of 8.22×10^{-11} ~ 7.19×10^{-9} cm/s. In addition, the hydraulic conductivity has a power function relationship with the soil temperature, and it grows more rapidly as the temperature gets closer to 0°C. And the hydraulic conductivity expresses a rapid increase tendency with the increasing volumetric content of unfrozen water. The existence and measurability of the permeability in frozen soils indicate that consolidation may occur in warm frozen soils under external loads.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau silty clay; warm frozen soil; hydraulic conductivity; permeable medium

0 引言

冻土是由矿物颗粒、冰、未冻水和空气构成的多组分体系。在融化状态时, 土体中的水分都是以液态形式存在的。随着温度降至冰点以下, 土体中的水分开始冻结, 但仍存在大量的未冻水, 尤其是土温在相变点附近的负温时^[1-2]。未冻水处于固体颗粒的周围或颗粒间的接触点上。对于高温冻土而言, 未冻水主要呈薄膜状态, 是以土颗粒表面的“液体层”形式存在的弱结合水^[3-4]。在冻土中, 较大的孔隙被冰填充, 未冻水膜包裹在冰和土颗粒的表面, 形成了一条条的曲折连续的液态通道(如图1所示)^[5], 未冻水经由这些通道发生渗透和迁移。冻土的渗透性是影响未冻水迁移速度的主要因素之一, 因此也是计算冻土地基中冻胀与融沉时一个十分重要的物理参数。

为了测量冻土的渗透系数, 国内外学者开展了大量的试验研究。总体来讲可分为2类: ①利用常水头或变水头渗透试验直接测量^[6-13]; ②利用温度梯度驱动下的水分迁移试验间接获得^[14-16]。

在常规土试验中, 渗透系数一般是在Darcy定律基础上通过渗透试验得到的。Darcy定律在多孔介质渗流中的应用非常广泛, 不过其在冻土中是否适用的疑问也曾被许多研究者提出。Burt等^[6]、Hotiguchi等^[7]、Seyfried等^[8]通过不同类型的冻土渗透试验得出结论:

基金项目: 国家自然科学基金青年科学基金项目(41401087); 冻土工程国家重点实验室自主研究课题项目(SKLSE-ZQ-26); 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所青年人才成长基金项目(Y551C91001); 国家科技支撑计划课题(2014BAG05B03)

收稿日期: 2015-05-19

渗透介质的流动速率与压力梯度呈正比, 从而认为 Darcy 定律在冻土中也是适用的, 至少在高温冻土中是适用的。

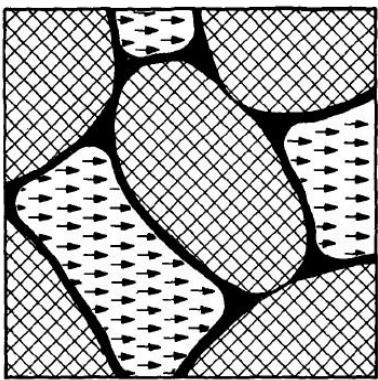


图 1 饱和冻土组分示意图^[5]

Fig. 1 Components of saturated frozen soil^[5]

Nixon^[17]总结了前人针对冻结细颗粒土而测量的渗透系数(如图 2 所示), 认为渗透系数与温度的关系可以用下式表示:

$$K = K_{-1} / (-T)^\alpha \quad , \quad (1)$$

式中, K_{-1} 为 -1°C 时冻土的渗透系数, T 为温度 ($^{\circ}\text{C}$), α 为 K 与 $(-T)$ 在双对数曲线上的斜率, 温度 $(-T)$ 可以理解为与 -1°C 的比值(作用是将温度无量纲化)。

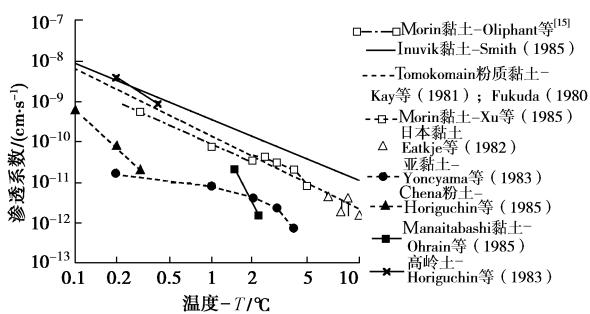


图 2 不同土质冻土渗透系数^[17]

Fig. 2 Hydraulic conductivities for different frozen soils^[17]

从图 2 中可以看出, 不同土质之间冻土的渗透系数相差很大, 因此不能将国外学者所得到的试验结果直接应用到青藏高原冻土水分迁移的计算分析中, 否则会产生很大的误差。目前鲜有国内学者开展过冻土渗透系数的测量工作, 而且市场上可见的渗透测量仪器主要应用于融土, 没有针对冻土而研发的渗透仪。针对这个问题, 本文参考国内外相关文献, 基于现有条件设计了冻土渗透系数测量仪, 并对青藏高原粉质黏土在冻结状态下($-0.6^{\circ}\text{C} \sim 0.1^{\circ}\text{C}$)开展了渗透试验。

1 试验条件与方法

如图 3 所示, 该渗透仪采用了常水头垂直渗流的方式, 整体呈圆柱形, 中间部分为透明的有机玻璃罐,

内径 $\phi 8\text{ cm}$, 上、下底板为不锈钢材料。试验时由于需要施加压力梯度, 在渗透仪内上部位置安装了压力传感器来监测上部液体压力的实时变化。为了防止渗透介质经由土体与罐体内壁之间的缝隙中透过, 在有机玻璃罐内壁掏挖了两道凹槽来增大介质沿内壁流动的阻碍。同时, 为了防止土颗粒堵塞渗透仪的测压通道或排液通道, 在土样两端放置了透水石。

渗透系数测量系统共包含 4 部分: 压力源、压力控制板、渗透仪、恒温箱, 如图 4 所示。试验所需气压由高压氮气瓶供给, 利用压力控制面板来调节气压大小以满足试验要求(此压力控制面板为 Menard 旁压仪所配备的压力控制面板); 试验恒温箱由冻土工程国家重点实验室研制, 控温精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。



图 3 渗透系数测量仪

Fig. 3 Hydraulic conductivity measurement apparatus



图 4 渗透系数试验系统

Fig. 4 Hydraulic conductivity test system

制备土样时, 先在渗透仪底部铺垫一块透水石, 再将搅拌均匀的泥浆注入渗透仪中(罐体内壁凹槽中要完全充满泥浆, 在此过程中应不断地敲打罐体以便使土体内的气泡尽量排出), 直至注入泥浆的高度达到要求(不能超过压力传感器的测压通道)。然后, 将渗透仪放进低温冷柜(-29°C)中快速冻结。经过大约 24 h 的冷冻后, 在土样上部放置一块透水石, 其上注满渗透介质。然后, 再将渗透仪放进控温箱中调节至试验温度。恒温 24 h 后, 向渗透仪内施加气压, 此气压值始终保持恒定, 直至试验结束。与此同时, 定时测量渗透仪下储液瓶的重量, 并通过排出液体的重量来计算冻土的渗流量。然后, 利用达西公式计算不同试验温度条件下冻土的渗透系数。

上述试验中要求渗透介质在一定负温条件下不能发生冻结，并且不能与水（冰）发生物理、化学反应。为此，本研究首先选用了不溶于水但性状与水类似的癸烷和二甲基硅油作为渗透介质进行尝试，以防止其破坏冻土的孔隙结构。结果发现处于饱和状态的冻土与渗透介质之间会形成一层冰膜，阻隔了介质的渗透，未能达到预期效果。所以要顺利进行渗透试验，必须防止这层冰膜的产生。而消除冰膜的一个简单方法就是让冻土试样的上、下界面事先融化，以保持融土到冻土的自然过渡。因此，在现有装置和材料的前提下，又采用一定浓度的盐水（NaCl 溶液）作为渗透介质进行尝试。试验发现，虽然低浓度的盐水会使土样发生部分融化，但是仍有相当厚度保持冻结状态（图 5）。因此，虽然盐水会对冻土结构产生一定的影响，但是不会将其完全破坏，所得到的试验结果仍然能够反映冻土的渗透性质。此外，盐水无毒、不易挥发、不易燃、容易配制等特点也是将其当作渗透介质的优势。

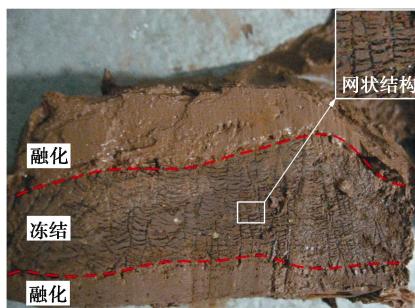


图 5 试验后冻土试样剖面

Fig. 5 Profile of frozen soil sample after tests

试验用土为青藏高原粉质黏土，颗粒级配如图 6 所示。本文研究对象为饱和冻土，但采用本文的制样方法获得的土样内通常会残留少量的气泡。通过不同初始含水率的对比制样发现，含水率为 50% 的泥浆，其流动性非常好，注入试验罐后残留气泡较少，且不会出现土颗粒沉淀的现象，故本文首先选择了含水率为 50% 进行试验。制得土样的初始高度为 5 cm，直径为 8 cm，物理参数见表 1。试验在不同温度下进行，分别为 0.1°C, -0.1°C, -0.2°C, -0.3°C, -0.4°C, -0.5°C, -0.6°C。

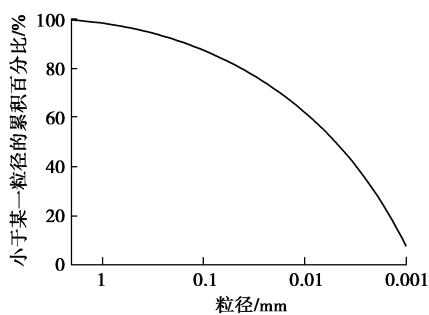


图 6 粉质黏土颗粒级配曲线

Fig. 6 Distribution of particle size for silty clay

表 1 土样的物理参数

Table 1 Physical parameters of soil sample

| 土质 | 塑限 /% | 液限 /% | 密度 /(g·cm ⁻³) | 孔隙度/% |
|------|-------|-------|---------------------------|-------|
| 粉质黏土 | 18.1 | 29.6 | 1.63 | 55 |

2 结果及分析

为了防止渗透介质发生冻结，而又不会将冻土试样完全融化，不同试验温度下所用盐水的浓度不同：高于 -0.5°C 时，盐水浓度为 1%（冰点 -0.59°C）；低于 -0.5°C 时，盐水浓度增加到 2%（冰点 -1.18°C）。盐水浓度越大，剩余冻土的厚度越小。同时，试验周期也影响着冻土厚度，试验时间越长，剩余冻土的厚度也越小。由于融土的渗透系数较冻土大得多，故在计算冻土的渗透系数时可不考虑土样融化部分的厚度。

2.1 渗流量

试验过程中，土样上端压力基本保持不变。随着时间的增长，融化土体的厚度越来越大，土样下端的排液增量也越来越大。但是，冻土的渗流量并非是固定不变的，而是呈现出先减小后增大的趋势，如图 7 所示。产生这种现象的原因可能是在试验的初期，由于土样底面也施加了少量盐分进行融化，导致土样下端的排液量增加产生一定的误差，从而所得到的渗流量较大。在此过程中，上部渗透介质在压力的作用下逐渐渗入冻土内，同时上端冻土内的未冻水受到渗透介质的挤压缓慢向下渗流而迫使下端冻土内的未冻水排出土体之外。这种自上而下的渗流会阻止下端土体的继续融化，从而从试样中排出的水分主要是由冻土部分渗出的未冻水，此时渗流量变小。随着试样上部融化土体厚度的不断增大，土样下端排液的增量也越来越大，从而其渗流量越来越大。

2.2 渗透系数

由于 Darcy 定律在冻土中也是适用的^[5-7]，因此冻土的渗透系数可以用下式计算^[18]：

$$K = \frac{QL}{HA} \quad (2)$$

式中 K 为冻土的渗透系数 (cm/s)； Q 为介质的渗流量 (cm³/s)； L 为剩余冻土的厚度 (cm)； H 为水头差 (cm)； A 为冻土试样的横截面积 (cm²)。

按照式(2)计算每次试验中不同时刻渗透系数(除了试验初期因冻土底面融化而误差较大的数据)，将各值平均后便得到该温度条件下冻土的渗透系数。由于水的动力黏度与温度及含盐量有关，需要将不同温度及不同含盐量条件下的渗透系数修正成标准温度 (20°C) 下纯水的相对数值^[18]，见表 2。在 -0.6°C ~ -0.1°C 的温度区间内，冻结粉质黏土的渗透系数处于 8.22×10^{-11} ~

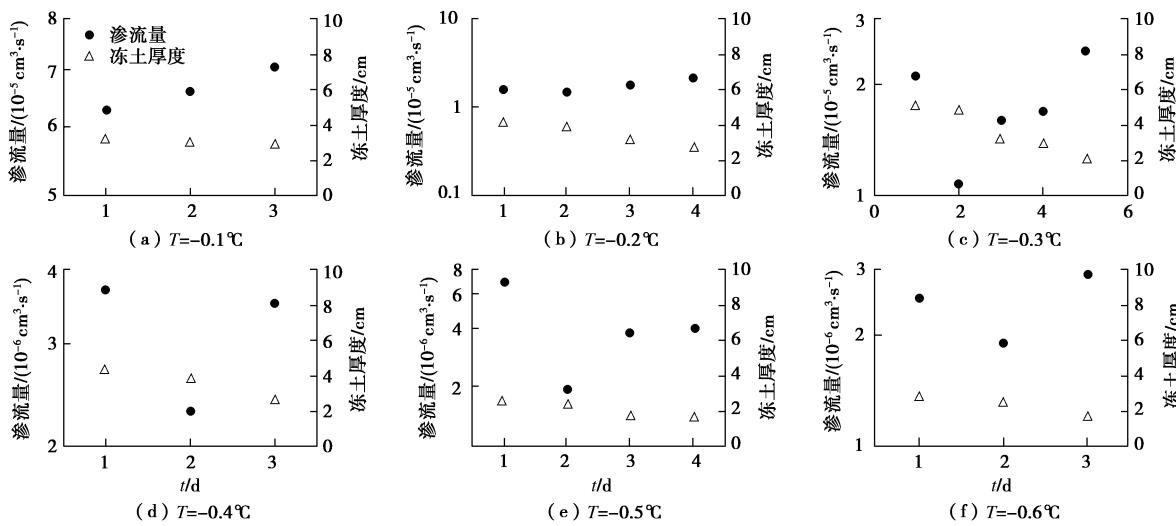


图 7 不同温度条件下渗流量随时间的变化趋势

Fig. 7 Variation of permeability rate with time under different temperatures

7.19×10^{-9} cm/s 之间。另外, 从表中可以看到, 冻土的渗透系数比融土要小得多, 即使温度为-0.1℃时, 其数值都比融土小 2 个量级。同时, 冻土的渗透系数与温度密切相关, 随着温度的升高而快速增大, 随着温度的降低而逐渐减小且趋于稳定。

为了验证本文试验结果的正确性, 分别选取 Horiguchi 等^[7]得到的阿拉斯加地区 Chena 粉土的渗透系数和 Burt 等^[6]测得的 Oneida 黏质粉土的渗透系数进行了对比(见图 8)。结果发现, 本试验得到的青藏粉质黏土的渗透系数介于 Chena 粉土和 Oneida 黏质粉土之间, 温度较高时与 Chena 粉土的渗透系数较为相近。以上试验结果之间的差异除了土质不同外, 还受到多重因素的影响: Chena 粉土的体积含水率为 48%, 与本研究较为相近, 而 Oneida 黏质粉土的质量含水率却小很多, 仅为 27%。另外, Horiguchi 等所采用的是温度梯度作用下间接测量的方式, 而 Burt 等采用了与本文较为相似的常水头直接测量方法。不过, 无论如何, 冻土的渗透系数随温度的变化趋势是一致的。在-0.1℃~0.0℃的温度区间内, 冻土渗透系数的变化最为剧烈; 当温度低于-0.1℃时, 渗透系数的变化幅度稍小。

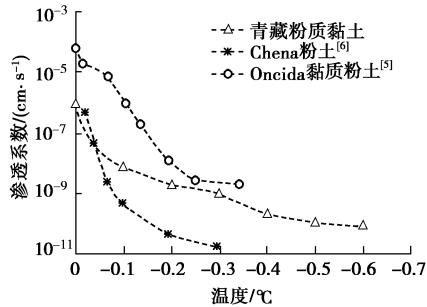


图 8 试验结果与前人研究对比

Fig. 8 Comparison between test results and other studies

在含水率不变的情况下, 冻土的渗透系数与温度之间呈现为一种幂函数关系(见图 9)。在本试验中, 这种关系可表达为

$$K = 1.50 \times 10^{-11} |T|^{-3} \quad (3)$$

这种形式与 Nixon^[17]所提出的 $K = K_{-1}/(-T)^\alpha$ 是一致的。在本试验中, $K_{-1}=1.50 \times 10^{-11}$ cm/s, $\alpha=3$ 。

表 2 不同温度下渗透试验结果

Table 2 Results of permeability tests under different temperatures

| 温度 (/°C) | 盐水 浓度/% | 压力 /kPa | 最终冻土厚 度/cm | 土样截面 积/cm² | 渗透系数 /(cm·s⁻¹) |
|-------------|------------|------------|---------------|---------------|------------------------|
| 0.1 | 0 | 100 | 0 | 50 | 9.68×10^{-7} |
| -0.1 | 1 | 100 | 2.8 | 50 | 7.19×10^{-9} |
| -0.2 | 1 | 121 | 2.7 | 50 | 1.75×10^{-9} |
| -0.3 | 1 | 190 | 2.1 | 50 | 9.81×10^{-10} |
| -0.4 | 1 | 155 | 2.5 | 50 | 1.99×10^{-10} |
| -0.5 | 2 | 221 | 1.6 | 50 | 1.09×10^{-10} |
| -0.6 | 2 | 219 | 1.7 | 50 | 8.22×10^{-11} |

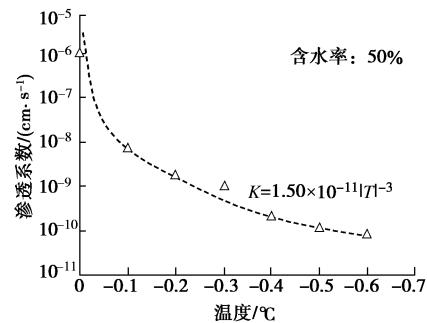


图 9 渗透系数与温度的关系

Fig. 9 Relationship between hydraulic conductivity and negative temperature

2.3 渗透系数与未冻水含量的关系

冻土中未冻水含量随温度而改变, 二者之间一般表现为幂函数关系^[19]。经测量, 冻结粉质黏土在含水率为 50% 时, 其未冻水含量随温度的变化趋势如图 10

所示^[20], 二者的关系可拟合为

$$W_u = 0.171|T|^{-0.32} \quad , \quad (4)$$

式中, W_u 为冻土中未冻水的体积含量。

针对同一类土体, 一般来说可以建立渗透系数与孔隙度之间的经验关系, 渗透系数随孔隙度的减小而减小^[21]。对饱和冻土来说, 未冻水所占的体积便是可供水分进行迁移的有效孔隙, 因此冻土的渗透系数与未冻水体积含量也可建立直接联系。将式(3)代入式

(4) 中就可得到渗透系数与未冻水含量之间的关系:

$$K = 2.43 \times 10^{-4} W_u^{0.4} \quad . \quad (5)$$

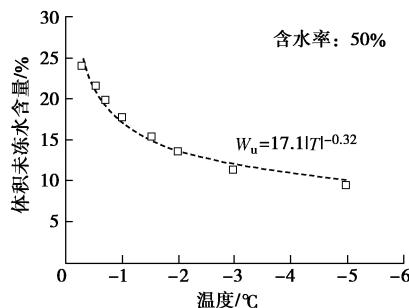


图 10 未冻水含量与温度的关系

Fig. 10 Relationship between volumetric content of unfrozen water and negative temperature

3 结 论

为了取得冻结状态下青藏粉质黏土的渗透系数, 本文参考国内外相关文献设计了冻土渗透仪, 并在不同温度下进行了渗透试验, 得到以下 3 点结论。

(1) 冻土的渗透系数比融土小得多。在 $-0.6^{\circ}\text{C} \sim -0.1^{\circ}\text{C}$ 的温度区间内, 含水量为 50% 的冻结粉质黏土的渗透系数处于 $8.22 \times 10^{-11} \sim 7.19 \times 10^{-9} \text{ cm/s}$ 之间。冻土的渗透系数与温度之间呈现出幂函数关系, 冻土的温度越接近于 0°C , 渗透系数增加的速率越大。

(2) 冻土的渗透系数可与未冻水体积含量表示为幂函数关系。在冻土渗流分析中可以利用此关系来估算不同温度条件下冻土的渗透系数。

(3) 冻土的渗透性虽然比融土小得多, 但在高温冻土中仍然是不可忽视的。因此, 在外荷载作用下高温冻土中的未冻水会发生迁移, 孔隙水压力也会逐渐消散。这就意味着高温冻土受荷载作用时会存在固结过程, 即高温冻土中蠕变和固结是同时存在的。

参 考 文 献:

- [1] 马田田, 韦昌富, 周家作, 等. 土体的冻结特征曲线和持水特性[J]. 岩土工程学报, 2015, 37(增刊 1): 172–177. (MA Tian-tian, WEI Chang-fu, ZHOU Jia-zuo, et al. Freezing characteristic curves and water retention characteristics of

soils[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2015,

37(S1): 172–177. (in Chinese))

- [2] 徐敷祖, OLIPHANT J L, TICE A R. 土水势、未冻水含量和温度[J]. 冰川冻土, 1985, 7(1): 1–11. (XU Xiao-zu, OLIPHANT J L, TICE A R. Soil-water potential and unfrozen water content and temperature[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1985, 7(1): 1–11. (in Chinese))
- [3] ANDERSON D M, TICE A R. Predicting unfrozen water contents in frozen soils from surface area measurements[C]// Proceedings of Frost Action in Soils. Washinton D C: National Academy of Sciences, 1972: 12–18.
- [4] TSYTOVICH H A. Mechanics of frozen soil[M]. Washington D C: Scripta Book Company, 1985: 204–221.
- [5] MILLER R D, LOCH J P G, BREESLER E. Transport of water and heat in a frozen permeameter[J]. Soil Science Society of America Journal, 1975, 39(6): 1029–1036.
- [6] BURT T P, WILLIAMS P J. Hydraulic conductivity in frozen soils[J]. Earth Surface Processes, 1976(1): 349–360.
- [7] HORIGUCHI K, MILLER R D. Experimental studies with frozen soil in an “ice sandwich” permeameter[J]. Cold Regions Science and Technology, 1980, 3(2/3): 177–183.
- [8] SEYFRIED M S, MURDOCK M D. Use of air permeability to estimate infiltrability of frozen soil[J]. Journal of Hydrology, 1997, 202: 95–107.
- [9] WILLIAMS P J, BURT T P. Measurement of hydraulic conductivity of frozen soils[J]. Canadian Geotechnical Journal, 1974, 11: 647–650.
- [10] AGUIRRE-PUENTE J, GRUSON J. Measurement of permeabilities of frozen soils[C]// Proceedings of 4th International Conference on Permafrost. Fairbanks, 1983: 5–9.
- [11] ANDERSLAND O B, WIGGERT D C, DAVIES S H. Hydraulic conductivity of frozen granular soils[J]. Journal of Environmental Engineering, 1996, 122(3): 212–216.
- [12] WIGGERT D C, ANDERSLAND O B, DAVIES S H. Movement of liquid contaminants in partially saturated frozen granular soils[J]. Cold Regions Science and Technology, 1997, 25(2): 111–117.
- [13] MCCUALEY C A, WHITE D M, LILLY M R, et al. A comparison of hydraulic conductivities, permeabilities and infiltration rates in frozen and unfrozen soils[J]. Cold Regions Science and Technology, 2002, 34(2): 117–125.
- [14] PERFECT E, WILLIAMS P J. Thermally induced water

- migration in frozen soils[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1980, 3(2): 101 - 109.
- [15] OLIPHANT J L, TICE A R, NAKANO Y. Water migration due to a temperature gradient in frozen soil[C]// Proceedings of 4th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska. Washington D C: National Academy Press, 1983: 951 - 956.
- [16] WATANABE K, WAKE T. Hydraulic conductivity in frozen unsaturated soil[C]// Proceedings of 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks: University of Alaska, 2008.
- [17] NIXON J F. Discrete ice lens theory for frost heave in soils[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 1991(28): 843 - 859.
- [18] GB/T 50123—1999 土工试验方法标准[S]. 1991. (GB/T 50123—1999 Standard for soil test method[S]. 1991. (in Chinese))
- [19] 徐敦祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学[M]. 北京: 科学出版社, 2010: 59 - 62. (XU Xiao-zu, WANG Jia-cheng, ZHANG Li-xin. Physics of frozen soil[M]. Beijing: Science Press, 2010: 59 - 62. (in Chinese))
- [20] 苏凯. 青藏直流±400 kV 输电线路多年冻土区塔基稳定性评价[D]. 北京: 中国科学院大学, 2013: 28 - 30. (SU Kai. Stability evaluation for the foundation of DC ±400 kV transmission line in permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2013: 28 - 30. (in Chinese))
- [21] 李广信. 高等土力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 2006: 197 - 199. (LI Guang-xin. Advanced soil mechanics[M]. Beijing: Tsinghua University Press, 2006: 197 - 199. (in Chinese))

第九届全国基坑工程研讨会（第2号通知）

由中国建筑学会建筑施工分会基坑工程专业委员会主办, 郑州大学、中国人民解放军总参谋部工程兵科研三所等联合承办的“第九届全国基坑工程研讨会”将于2016年10月20~22日在河南省郑州市召开。为进一步加强论文征集, 并推进基坑工程主题摄影展等相关工作, 现发出会议第2号通知。

会议主题: ①基坑工程与边坡工程设计理论与工程实践; ②特殊土基坑工程与边坡工程; ③基坑工程环境影响评估与控制; ④基坑工程的风险与评估及安全管理; ⑤基坑工程放陈和监测的新技术、新方法和新设备; ⑥建筑深基坑工程施工安全技术规范(JGJ311—2013)实施应用案例; ⑦地下工程与基坑工程装配化; ⑧地下综合管廊建设中的开挖问题; ⑨重、大、深基坑工程的典型案例和基坑工程事故分析。

会议论文征集: 投稿论文须符合上述会议主题, 且未经发表。投稿时须向会务组提交全文电子文件(投稿邮箱附后), 稿件请参与《岩土力学》基刊的格式要求进行排版。

对经学术委员会推荐、相关期刊编委会评审通过的论文将以《岩土力学》正刊、《岩土力学》增刊和《建筑科学》增刊等形式出版; 经学术委员会评审通过的所有论文将以论文集的形式出版。

论文提交截止日期: 2016年5月1日。论文录用通知及修改通知日期: 2016年6月1日。论文修改返回日期: 2016年7月1日。

摄影图片征集: 为加强学术界与工程界的相互交流, 本次大会拟开展以基坑工程为主题的摄影展, 现进行基坑工程摄影图片征集活动。会议期间将展出优秀摄影作品, 并进行公众评奖和专家评奖, 获奖作品将在大会上进行颁奖。

征集的摄影图片要求能反映基坑工程技术进步、新工艺工法、基坑工程对周边环境的影响及事故与安全等方面的主题, 每人提交图片限于10张, 每张图片附100字以内的文字说明。

提交的摄影图片应拥有自主版权, 并请于8月31日前发至会务摄影图片征集邮箱。

会议秘书处联系地址: 地址: 河南省郑州市科学大道100号郑州大学土木工程学院, 邮编: 450001, 联系电话: 李永辉15736727876, 靳军伟18638766102, 张浩13937126709。

会议论文提交电子邮箱: jkgc2016@126.com。摄影图片提交电子邮箱: jkgc2016pic@126.com。会议网站: <http://www.jkgc2016.org>。

(大会组委会供稿)