液氮劣化的岩石热-水-力耦合模拟

谭智勇[1, 2]
（1.贵州大学 土木工程学院，贵州 贵阳 550025；2. 贵州大学 贵州省岩土力学与工程安全重点实验室，贵州 贵阳 550025）

摘 要：液氮冷浸造成岩石的劣化损伤可以考虑为低温环境下的热-水-力耦合问题。为研究极低温对岩石强度和应变的影响，基于饱和岩石的水-冰相变热传导方程、水分迁移方程和应力应变方程，利用 Comsol 有限元软件中的系数型偏微分方程模块（PDE）进行二次开发，自定义了液氮冷浸造成岩石劣化的数学模型。然后对饱和岩石试样进行数值模拟计算，得到了冷浸作用下岩石的温度、水分和冻胀变形的变化规律。此外，基于液氮冷浸对岩石造成的劣化作用，文中提出利用液氮冷浸作为地下工程中辅助破岩的手段。

关键词：液氮冷浸；热-水-力耦合；水/冰相变；数值模拟；Comsol
中图分类号：TU45 文献标识码：A 文章编号：1006-7973（2023）01-0140-03

液氮冷浸造成岩石的强度和密实度下降[1]，从而达到了劣化损伤岩石的效果。为研究极低温对岩石强度和应变的影响。将温度变化造成岩石孔隙水相变从而导致的岩石劣化的过程考虑为热-水-力耦合过程。通过系数偏微分方程控制未冻水（θ_u）和体积未冻冰（θ_I）含量的变化，通过 θ_u 和 θ_I 来控制冷浸作用在岩石内部产生的应变，从而建立了岩石在液氮冷浸过程中的数值模型，最后通过模拟结果得到了岩石在液氮冷浸过程中的温度-饱和度-应变之间的关系。

一、岩石的热-水-力耦合控制方程

1. 温度控制方程

液氮冷浸饱和岩石，必定会伴有孔隙水从非冻结状态到冻结状态的过程，因此采用显热容法（固相增量法）模型来描述相变。考虑相变潜热的传热方程[2-4]：

$$\rho C(\theta)\frac{\partial T}{\partial t}=\lambda(\theta)\nabla^2 T+L\cdot\rho_I\frac{\partial \theta_I}{\partial t} \tag{1}$$

式中：∇为微分算子，对于二维问题为[∂/∂_x，∂/∂_y]；ρ 为岩体的等效密度；C 为岩石的等效比热容；T 为温度；t 为时间；λ 为岩石的等效导热系数；L 为相变潜化热，一般取 334.56KJ/Kg，热量变化则会引起温度的变化；ρ_I 为冰密度；σ 为体积含水率，为了能够计算岩体的等效导热系数和等效比热容，将其设为 $\theta=\theta_u+\rho_I/\rho_L\cdot\theta_I$，其中，$\theta_u$ 为体积未冻水含量，ρ_L 为水的密度。

根据体积平均法，岩石的等效比热容和等效导热系数随岩土中各种介质含量变化的方程可以表示为：

$$C(\theta)=(1-\theta_S)C_S+\theta_u C_L+\theta_I C_I \tag{2}$$

$$\lambda(\theta)=\theta_u\cdot\lambda_L+\theta_I\cdot\lambda_I+(1-\theta_S)\cdot\lambda_S \tag{3}$$

式中：C_L 为水的比热容；C_I 为冰的比热容；C_S 为基质的比热容；θ_S 为饱和含水量；θ_u 为未冻水的体积含水量；ρ_L 为水的密度；θ_I 为体积含冰量；λ_L 为水的导热系数；λ_I 为冰的导热系数；λ_S 为基质的导热系数；

为了方便模型的建立，使用固液比 B_I[5]来替换（θ_I），其表达式为：

$$B_1=\frac{\theta_I}{\theta_u}=\begin{cases}1.1\left(\dfrac{T}{T_f}\right)^B-1.1 & (T<T_f)\\ 0 & (T\ldots T_f)\end{cases} \tag{4}$$

式中：T_f 为岩石的冻结温度（℃），取为 0℃（273.15K）；B 与岩体的土类和含盐量有关的常数，可以根据文献[6]进行测定。

为了表示未冻水 θ_u 的含量，选用 Van Genuehten(VG)[7]滞水模型和 Gardner 渗透系数模型[8]同时定义岩体的相对饱和度 S 为：

$$S=\frac{\theta_u-\theta_r}{\theta_S-\theta_r} \tag{5}$$

式中：θ_r 为残余含水量；

使用用固液比 B_I 替换（公式 1）的含冰量 θ_I，使用岩体的相对饱和度 S 替换（公式 1）的未冻水含量 θ_u：

$$\begin{aligned}\frac{\partial\theta_I}{\partial t}&=\frac{\partial\left(B(T)\cdot\theta_u\right)}{\partial t}=\frac{\partial\left(B(T)\cdot\left((\theta_s-\theta_r)S+\theta_r\right)\right)}{\partial t}\\&=(\theta_s-\theta_r)\cdot\left(\frac{\partial B(T)}{\partial t}\cdot S+B(T)\cdot\frac{\partial S}{\partial t}\right)\end{aligned} \tag{6}$$

所以，最终得到的温度场控制方程为：

$$\begin{aligned}&\rho C(\theta)\frac{\partial T}{\partial t}+\nabla\cdot(-\lambda(\theta)\nabla T)\\&=L\cdot\rho_I\cdot(\theta_s-\theta_r)\cdot\left(\frac{\partial B(T)}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial t}\cdot S+B(T)\cdot\frac{\partial S}{\partial t}\right)\end{aligned} \tag{7}$$

Comsol 中的系数形式偏微分方程如下：

$$e_a\frac{\partial^2 T}{\partial t^2}+d_a\frac{\partial T}{\partial t}+\nabla\cdot(-c\nabla T-\alpha T+\gamma)+\beta\cdot\nabla T+aT=f \tag{8}$$

为了与 Comsol 中的系数偏微分方程进行对比，将（公式 6）进行合并同项后得到：

收稿日期：2022-08-19
作者简介：谭智勇（1997-），男，贵州大学，硕士，主要从事岩土工程研究。

$$\left(\rho C(\theta)-L\cdot\rho_I\cdot(\theta_s-\theta_r)\cdot\frac{\partial B(T)}{\partial T}\cdot S\right)\frac{\partial T}{\partial t}+\nabla\cdot(-\lambda(\theta)\nabla T)=L\cdot\rho_I\cdot(\theta_s-\theta_r)\cdot B(T)\cdot\frac{\partial S}{\partial t} \tag{9}$$

由于 S 为主变量时有可能为负值的情况，这时候 θ_u 可能会出现负数的情况。而真实情况下，冻结岩体中始终会存在一些未冻水，为了模拟真实情况中的未冻水含量，确保数值模拟过程中的未冻水大于 0，需对 θ_u 与 S 的关系进行下列的判定：

$$\theta_u=\begin{cases}(\theta_S-\theta_r)\cdot S+\theta_r & 0<S<1\\ \theta_r & S\le 0\end{cases} \tag{10}$$

2.　渗流控制方程

冻结条件下不考虑孔隙水压力和水补给的连续性方程可表示为[14-16]：

$$\frac{\partial\theta_u}{\partial t}+\frac{\rho_I}{\rho_L}\cdot\frac{\partial\theta_I}{\partial t}=\nabla\left[\frac{k_w}{u_w}(\rho_L g)+(SP_0-D_S)\nabla T\right] \tag{11}$$

式中：K_w 为水的渗透系数；u_w 为水的动力粘滞系数，可根据文献[13]进行计算取值；D_S 为温差作用下的水流扩散率；g 为重力加速度；SP_0 为分凝势[14, 15]；

与 Comsol 中的系数形式偏微分方程进行对比，将（公式 11）中的相关系数使用 B_I 与 S 进行替换可以得到下式：

$$\frac{\partial S}{\partial t}\left(1+\frac{\rho_I}{\rho_L}B(T)\right)+\frac{\partial B(T)}{\partial t}\frac{\rho_I}{\rho_L}\cdot S=\nabla\left[\frac{k_w}{u_w}(\nabla P_w+\rho_L g)+(SP_0-D_S)\nabla T\right]\cdot\frac{1}{\theta_S-\theta_r} \tag{12}$$

温差作用下的水流扩散率 D_S 的计算如下：

$$D_S=\frac{k_u}{c_u}\cdot I \tag{13}$$

式中：k_u 为岩体的渗透率；c_u 为比水容量；

I 为阻抗因子，表示冻结过程中冰对水分迁移的阻碍[16]，其计算公式为：

$$I=10^{-10\theta_I} \tag{14}$$

k_u 的计算公式为：

$$k_u=k_s\cdot S^l(1-(1-S^{1/m})^m)^2 \tag{15}$$

c_u 的计算公式为：

$$c_u=am/(1-m)\cdot S^{1/m}(1-S^{1/m})^m \tag{16}$$

式中：a、m、l 为 VG 模型参数；k_s 为饱和岩石的渗透系数；

二、液氮冷浸下的岩体低温热-水-力耦合算例数值模拟

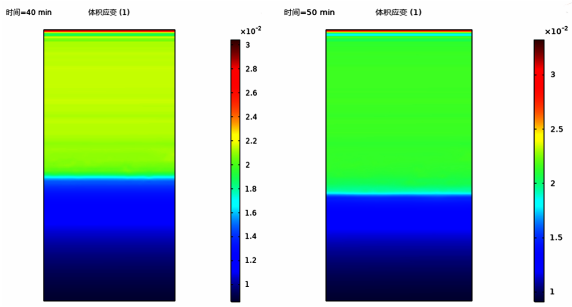
下面尝试建立饱和岩石的热-水-力耦合模型，并模拟极低温变化环境下的岩石劣化损伤过程。模拟中选取的岩石物理力学参数具体如表 1 所示。

模拟岩样尺寸为 0.3m（长度）×0.15m（宽度），共划分 1,250 个单元。岩样上边界条件为液氮冷浸过程的温度变化过程，其最终温度保持在-196℃，下边界条件为保持 20℃不变。试样在液氮作用过程中不考虑径向应变，因此试样的两端保持位移量为 0。力学模型采用 Comsol 自带的固体力学接口进行二次开发，自定义所用的数学模型。模型的初始温度为 25℃。冻结开始后，由于液氮的极低温度会使岩石快速冻结，因此将岩样的冻结温度设为 0℃。

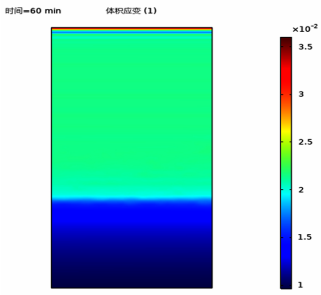
表 1　岩样的物理力学参数

密度	2600 kg/m^3
弹性模量	35.00 GPa
泊松比	0.25
单轴抗压强度	100 MPa
单轴抗拉强度	8 MPa
内摩擦角	35°
黏聚力	15 MPa
导热系数	2 W/（m·℃）
比热容	0.9 KJ/（Kg·℃）
热膨胀系数	5.4×10−6 ℃$^{-1}$

对液氮冷浸作用下岩石的变形过程进行模拟，模拟时间为 60min，模拟结果如图 1 和图 2 所示。

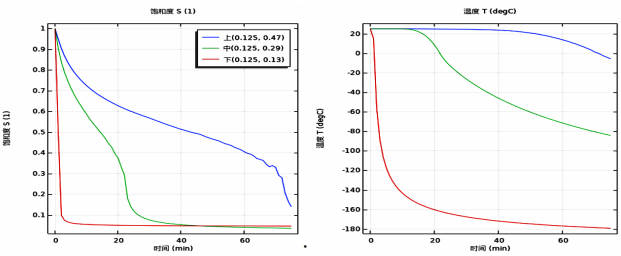


（a）冷浸 40min　　（b）冷浸 50min

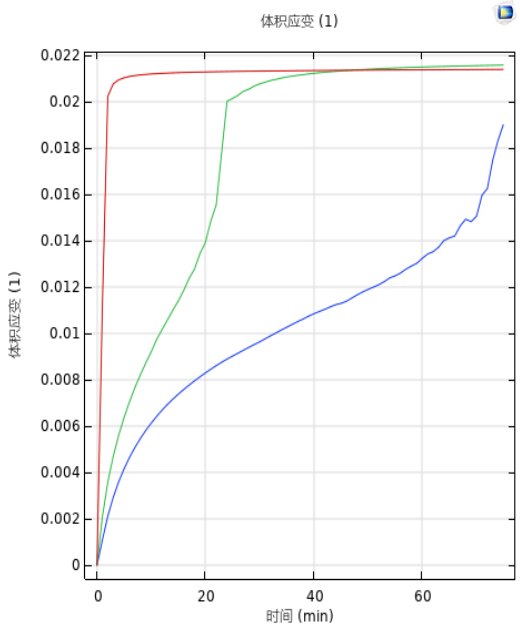


（c）冷浸 60min

图 1　不同冷浸时间下的岩石应变量对比



（a）温度变化曲线　　（b）饱和度变化曲线



（c）体积应变变化曲线

图 2 岩石温度-饱和度-应变关系曲线

如图 2 所示，为了方便观察各个时间段内试样的温度、水分和冻胀变形的变化，在模拟试样上取（0.125m，0.47m）、（0.125m，0.29m）、（0.125m，0.13m）三个位置分别截取一个点作为二维截点图数据的取值位置。

通过模拟结果可知，在液氮冷浸作用下，模拟岩石试样的最终应变值稳定在 2%左右，且随着模拟时间的增加，冷浸作用在岩石内部造成的应变增加区域也随之向着岩样深处扩散，但由于温度传递过程中的能量损失，当冷浸 60min 时，冷浸在岩石内部产生的应变扩散作用已经达到了最大值，并保持稳定不变。但由于模拟过程中边界条件（20℃）的影响，模拟结果与室内试验所得的应变改变量的结果将会有一些误差，即数值模拟中所确定的 20℃的边界条件将导致岩石产生更大的应变值。

液氮冷浸 50min 会使饱和砂岩试件的强度降低 70%左右、应变值约增加 1%左右，这两项数值在实际工程中受到岩体的孔隙度、裂隙和裂隙填充物等因素的影响。但由于液氮会使得岩石快速冻结导致岩石内部无法进行水分迁移的缘故，因此在实际工程中，造成岩石劣化损伤的主要原因可归结为岩石内部孔隙水冻结后产生的 9%左右的体积膨胀。

三、结论

（1）实际工程中，液氮造成岩石损伤的主要因素为孔隙水冻结膨胀产生的 9%的体积膨胀。

（2）由数值模拟算例可知，岩石在液氮冷浸冻结后，岩石的强度和应变与岩石的含水量成正比，而随着岩石深度的增加，温度和饱和度的下降幅度均在快速减小并最终达到稳定值，此时岩石的应变值不再发生改变，这表示液氮对岩石的劣化作用深度存在一个极限值，从试验和数值模拟的结果上来看，该极限值与岩石大小和岩石深处的温度边界条件有关。

（3）液氮冷浸会造成岩石劣化，因此使用液氮来辅助岩石破裂具备一定的可行性。

参考文献

[1] 黄中伟，位江巍，李根生等. 液氮冻结对岩石抗拉及抗压强度影响试验研究[J]. 岩土力学，2016，37（3）：694-700+834.

[2] 杨世铭，陶文铨. 传热学（第 4 版）[M]. 西安：西北工业大学出版社，2006.

[3] 刘泉声，康永水，黄兴等. 裂隙岩体冻融损伤关键问题及研究状况[J]. 岩土力学，2012，33（4）：971-978.

[4] LV Z，LUO S，XIA C，et al. A thermal mechanical coupling elastoplastic model of freeze thaw deformation for porous rocks[J]. Rock Mechanics and Rock Engineering，2022，55（6）：3195-3212.

[5] 白青波. 附面层参数标定及冻土路基水热稳定数值模拟方法初探[D]. 北京：北京交通大学，2016.

[6] 徐学祖，邓友生. 冻土中水分迁移的实验研究[M]. 北京：科学出版社，1991.

[7] VAN GENUCHTEN M. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal，1980，44.

[8] LU N，LIKOS W J. Unsaturated soil mechanics[M]. Hoboken，N.J：J. Wiley，2004.

[9] 王晓刚. 冻土区桩土体系冻胀融沉特性研究[D]. 西安：西安科技大学，2019.

[10] 刘泉声，康永水，刘滨等. 裂隙岩体水-冰相变及低温温度场-渗流场-应力场耦合研究[J]. 岩石力学与工程学报，2011，30（11）：2181－2188.

[11] 夏才初，黄继辉，韩常领等. 寒区隧道岩体冻胀率的取值方法和冻胀敏感性分级[J]. 岩石力学与工程学报，2013，32（9）：1876-1885.

[12] 陈卫忠，谭贤君，于洪丹等. 低温及冻融环境下岩体热、水、力特性研究进展与思考[J]. 岩石力学与工程学报，2011，30（7）：1318-1336.

[13] 祁德庆. 工程流体力学[M]. 同济大学出版社，1995.

[14] KONRAD J-M，MORGENSTERN N R. The segregation potential of a freezing soil[J]. Canadian Geotechnical Journal，1981，18（4）：482-491.

[15] KONRAD J-M，MORGENSTERN N. Effects of applied pressure on freezing soils[J]. Canadian Geotechnical Journal，2011，19：494-505.

[16] TAYLOR G，LUTHIN J. A model for coupled heat and moisture during soil freezing[J]. Canadian Geotechnical Journal，2011，15：548-555.