基于CT扫描的花岗岩残积土3D大孔隙定量表征及流动模拟

蔡沛辰¹, 阙云^{1*}, 蒋振梁^{1,2}, 李显¹

1. 福州大学土木工程学院, 福州 350108;

2. 香港科技大学土木与环境工程系, 香港 999077

* E-mail: queyun_2001@fzu.edu.cn

收稿日期: 2021-07-22; 接受日期: 2021-10-28; 网络版发表日期: 2022-04-12

国家自然科学基金(批准号: 41772297)资助项目

摘要 为深入理解含大孔隙土体内部水分运移机理, 本文基于计算机断层扫描(CT)与图像处理技术, 构建了含大孔隙($>0.15\text{ mm}$)的三维(3D)等效孔隙网络模型(PNM), 并确定了最优代表性体积单元(REV)的尺寸为 $300\times 300\times 300$ 体素, 最后进行了大孔隙空间拓扑结构特征定量表征、PNM单相流动及3D大孔隙水-气两相流动模拟。研究表明, 孔径较小的孔隙数量较多, 超过80%的大孔隙孔径集中在 $0.15\sim 1.00\text{ mm}$ 。孔隙拓扑空间结构差异性较大, 配位数主要集中在20以内, 但部分可达60以上。孔隙平均配位数在3~7之间, 平均连通孔隙半径 $>2\text{ mm}$ 。单相流仿真表明, 孔隙结构的复杂程度与CT扫描分辨率, 共同导致模拟渗透率与测试结果出现一定差异, 但主渗流方向误差仅为3.81%。两相流仿真表明, 渗流初期驱替前缘近乎呈直线状, 随后呈指进状, 之后直至结束, 呈不规则状。孔隙残余气主要以块状分布于孔隙边、死角和孔喉突变部位。随渗流时间增加, 水相饱和度呈上升趋势(气相饱和度呈下降趋势), 之后逐渐趋于稳定状态, 最终水相和残余气相饱和度分别趋于94.92%和5.08%。该研究能较好地揭示重构土的细观渗流机理, 并为进一步认识土体孔隙流规律提供一定借鉴意义。

关键词 计算机断层扫描, 代表性体积单元, 细观渗流, 大孔隙, 孔隙网络模型, 两相流

1 引言

花岗岩残积土作为一种典型结构性土, 具有孔隙比大、遇水易失结构性等特点^[1]。研究表明, 当孔隙孔径较大时, 在降雨等作用下水流可通过孔隙绕过大部分基质土壤, 快速到达土壤深层, 即产生孔隙流^[2], 而能传导孔隙流的孔隙称为大孔隙。同时, 孔隙流的出现

常常诱发降雨型边坡失稳、渗透变形等不良地质灾害, 甚至威胁人民生命和财产安全^[1]。

孔隙结构特征直接影响水分在土体中渗透能力的强弱。传统试验观察方法不可避免地对土体原有结构产生影响, 因此很难对真实孔隙结构进行三维(3D)定量表征。近年来, 研究人员主要使用计算机断层扫描(CT)^[3,4]和核磁共振(NMR)^[5,6]等先进技术进行土体孔

引用格式: 蔡沛辰, 阙云, 蒋振梁, 等. 基于CT扫描的花岗岩残积土3D大孔隙定量表征及流动模拟. 中国科学: 技术科学, 2022, 52: 1065–1082
Cai P C, Que Y, Jiang Z L, et al. 3D quantitative characterization and flow simulation of granite residual soil based on CT scanning (in Chinese). Sci Sin Tech, 2022, 52: 1065–1082, doi: [10.1360/SST-2021-0308](https://doi.org/10.1360/SST-2021-0308)

隙结构的无损表征。其中CT扫描技术按照尺度又可分为毫米级、微米级和纳米级三类,微、纳米级CT扫描可以更清晰地观察土体中微、纳米孔的分布和连通情况,但其对试样要求更加严格,扫描费用昂贵,且样品扫描区域较小,对含大孔隙土体代表性不佳。而核磁共振技术虽然不受样品尺寸限制,但需通过流体的氢核横向弛豫时间(T_2)间接反映孔隙结构特征,且部分孔隙表征效果较差。因此,为获取土体中大孔隙结构特征,并平衡土样大小与分辨率之间的矛盾,毫米级工业CT扫描技术是一种更优的选择^[7]。

土体广布于自然界,是一种三相体,即固相(土体基质)、液相(水溶液)和气相(空气)^[8]。水流在土体中入渗实质上是水在入渗过程中驱赶空气的两相流问题。而由于大孔隙的存在,水分和溶质在迁移过程中,孔隙壁的毛细屏蔽使其优先在大孔隙通道中快速迁移,因此深入了解大孔隙流动对揭示土壤中流体在孔隙中的运移机制极为重要。传统的两相流研究多采用试验方法,如玻璃刻蚀、薄片平面驱替等二维方法^[9];岩芯驱替物理试验、宏观驱替CT扫描等3D方法^[10],但以上试验研究成本较高,操作较繁琐困难,且一般情况精度无法满足工程需要,更不利于重复性开展研究。为克服上述试验方法的不足,一些细观尺度下的数值模拟方法得到了迅速发展和应用^[11~14]。数值方法利用计算机刻画细观孔隙结构,模拟流体流动的整个过程,具有重复、方便和可视化等优点。目前,细观尺度下流体流动的数值方法主要包括:格子玻尔兹曼方法(LBM)、体素求解器(VBS)、等效孔隙网络模型(PNM)和水平集(Level Set)等。其中,LBM具有易于编程、并行运算及适合复杂孔中流体流动模拟等优点,但LBM计算很费时,尤其是3D模型;VBS方法可快速解决高孔隙度结构的问题,但需要对低孔隙度结构进行更多迭代才能达到所需的精度,且其收敛速度通常取决于多孔介质的复杂性和非均质性;PNM方法虽存在部分假设,但可以很方便地求解3D复杂孔隙模型单相流问题,且求解时间较短;而Level Set方法可以很好地实时捕捉两相界面的动态位置,是目前较为成熟的一种两相流模拟方法^[15~17],但由于量化技术、地域性差异等原因,多集中在二维孔隙结构模型层面,对最优代表性体积单元(REV)尺度原状花岗岩残积土的真实3D孔隙两相渗流特性研究鲜有提及。此外,REV选取时,大多学者考虑到REV尺寸与孔隙度的关系,而未

考虑计算时间和土体孔隙空间位置等因素。研究者所选试样尺寸较小,而由于原状土孔隙存在空间差异性、孔隙尺寸差异性大的特点,小尺寸试样不能很好地反映大孔隙的连通率、孔隙配位数、喉道长度等空间结构特征,这将势必对后续流动模拟研究结果产生影响。

鉴于此,本文选用原状花岗岩残积土作为研究对象,对其进行C450KV高能工业CT扫描,采用AVIZO软件提取PNM,并量化表征土体大孔隙的结构和拓扑特征。接着,选取最优REV模拟不同方向下单相水流在3D大孔隙中的流动过程,将模拟渗透率与测试结果进行对比验证。最后,AVIZO-COMSOL交互对接,实现土体3D大孔隙水-气两相流动过程数值模拟,分析孔隙结构特征对流体流动的影响情况,为进一步认识花岗岩残积土大孔隙的渗流规律提供研究方法及理论基础。

2 试验方法

2.1 原状花岗岩残积土试样

花岗岩残积土是花岗岩长时间经过物理和化学风化后残留在原地的碎屑物,主要分布于中国东南沿海地区,特别是广东、福建一带^[18],本文试验原状土选自中国福建省福州市西北一处坡地,现场取样如图1所示。

分别选取两个试验区A和B,沿深度范围20~60,70~110 cm取两个原状土柱,取样前先用铁锹清理试验区表面腐殖层,清理面积为100 cm×100 cm,厚度为20 cm,如图2所示。土样1和3取样结束后,用小铲清理浮土,清理深度为10 cm,然后继续取样2和4,最终获取

图1 (网络版彩图)原状土取样^[18]

Figure 1 (Color online) Sampling of undisturbed soil ^[18].

图 2 原状土取样示意图

Figure 2 Schematic diagram of undisturbed soil sampling.

4个土样, 尺寸为15 cm×15 cm×40 cm, 如图3所示. 试验室测试所取样品的的基本物理参数, 结果如表1所示.

2.2 CT扫描试验

对获取的原状土样进行工业CT扫描, 设备名称为C450KV高能工业CT, 工作电压为450 kV, 电流为63 mA, 扫描最低分辨率为0.15 mm.

由于CT扫描结果的精度与测试样品的大小成反比, 故合理地选择样品的尺寸对研究对象的后续分析至关重要. 目前研究人员利用工业CT扫描试样时, 试样尺寸多选择在直径2~7 cm、高10~15 cm范围内, 得到的CT图像精度可达到微米级别, 然而学界对大孔隙孔径的界定范围较多在毫米级别(0.03~3.0 mm)^[19,20], 本文参考以往学者对大孔隙的界定方法及范围^[21,22],

图 3 (网络版彩图)取样后原状土柱

Figure 3 (Color online) Undisturbed soil column after sampling.

将等效孔径大于0.15 mm的孔隙定义为大孔隙. 此外, 采用工业CT扫描仪研究原状土大孔隙结构时需要增大试样截面, 但由于试样密度较大, 当试样截面面积增大到一定值时, 现有工业CT的X射线无法穿透试样, 或者穿透效果较差, 故在试验前需要进行预试验来确定较为合理的试样尺寸.

鉴于此, 在试验开始前按照原状土取样方法, 选取尺寸分别为25 cm×25 cm×40 cm, 20 cm×20 cm×40 cm和15 cm×15 cm×40 cm的原状试样进行CT扫描测试, 预试验结果如图4所示. 尺寸为25 cm的原状土样横截面太大, X射线无法穿透, 未得到CT图像; 尺寸为20 cm的原状土样扫描得到的CT图像边缘硬化严重、伪影多, 分辨率难以达到理论值; 尺寸为15 cm的原状土样扫描得到的CT图像能清晰地看出土壤中的孔隙结构. 鉴于此, 本文选取尺寸为15 cm×15 cm×40 cm的原状土柱用于后续研究.

在扫描前将土柱试样干燥, 然后用锥形束扫描样品, 成像时间为500 ms. 之后, 使用常规启停扫描模式, 将试样切成2600个水平层, 每个水平层的切片厚度为

表 1 基本物理参数^{a)}

Table 1 Basic physical parameters

类别	天然密度 (kg m^{-3})	含水率 (%)	孔隙比	黏聚力 (kPa)	内摩擦角 ($^{\circ}$)	渗透率 (μm^2)
土样 1	1865	19.6	0.530	38.0	21.5	0.067 ($\sigma=0.164$)
土样 2	1874	22.2	0.491	42.3	32.3	0.056 ($\sigma=0.237$)
土样 3	1981	18.42	0.722	32.0	26.3	0.446 ($\sigma=0.019$)
土样 4	2035	17.4	0.646	43.8	30.7	0.295 ($\sigma=0.048$)

a) σ 是试验室测试所得渗透率的标准偏差

图4 不同尺寸CT扫描图像对比. (a) 20 cm; (b) 15 cm

Figure 4 Comparison of CT scan images of different sizes. (a) 20 cm; (b) 15 cm.

0.15 mm, 4个试样的典型切片如图5所示。

2.3 3D重构预处理

图像处理精度越高, 孔隙3D重构效果越好, 本次试验采用体积可视化软件VG studio MAX 3.0对CT扫描切片进行3D重构。其中需要注意, CT扫描时边缘效应及射束的硬化效应会对样品产生影响, 同时试样制备过程中, 原状土柱边缘不可避免地会产生部分扰动, 因此需要选择适当的分析区域, 去除各类干扰, 尽可能还原花岗岩残积土大孔隙3D形态。样品原扫描尺寸为15 cm×15 cm×40 cm, 本次试验选取的分析区域为13 cm×13 cm×36 cm。利用VG studio MAX 3.0软件中的选择工具, 选择分析区域, 如图6所示。

2.4 孔隙3D重构

3D重构是将连续的CT扫描切片通过插值运算生成3D立体结构的过程。图7(a)~(d)为4个原状土试样的3D重构结果, 从图中可以发现: 原状土的3D重构模型能非常真实地还原试样的原始结构, 但是3D重构结果只能观察到试样的表面特征, 无法对试样内部孔隙结构进行分析, 因此必须借助其他3D图像分析软件对3D重构模型进行后处理。

AVIZO是一款3D数据处理软件, 可以通过其提供的强大数据处理功能和简单易用的便捷性图形界面对3D图像进行阈值分割、曲面重建、网格划分、绝对渗透率计算、孔隙网络模型构建等操作^[23]。其中, 通

过拟合法^[24]界定4个试样的阈值分别为15470, 16505, 19920, 16528。图8为Z=18 cm处4个试样3D图像采用中值滤波降噪后的阈值分割图, 图中蓝色为孔隙区域, 灰色为基质区域。

将分割后的3D图像进行对象分离, 对孔隙结构进行分析, 即可得到3D孔隙的特征参数, 如图7(e)~(h)为4个试样的3D孔隙重构图。由图可见: 只有少部分的孔隙结构是管状的连通孔隙, 而大多数的孔隙结构形状较为复杂。再提取重构模型的孔隙和基质域体积来计算孔隙度, 并与室内测试结果定量对比验证, 结果如表2所示。从表中可以看出, 4个试样计算孔隙度与测试孔隙度的误差在10%左右, 而试样3的误差仅为6.82%, 这也验证了3D重构模型的适用性。

图7(i)~(l)为4个试样剔除孤立孔隙后, 以孔隙居中轴线提取的3D等效孔隙网络模型, 模型中球形代表孔隙结构, 连接球形的棍代表连接两个孔隙之间的喉道, 而棍的半径和长度分别代表喉道的等效半径和长度, 对不同的孔隙大小采用不同的颜色进行渲染, 可以清楚地看到土壤中孔隙连通情况。

2.5 代表性体积单元选取

等效孔隙网络模型为剔除孤立孔隙后的连通孔隙模型, 对比图7(i)~(l)可见, 试样3孔隙度最大, 且连通性最优, 故后续3D流动模拟研究中代表性体积单元从试样3中提取。采用真实3D孔隙结构进行渗流模拟时, 由于计算量大且需反复对网格进行修复, 操作过程极其

图 5 (网络版彩图)不同试样典型CT扫描图像. SY*i*:Slice *n*, 试样*i*的第*n*层切片图像

Figure 5 (Color online) Typical CT scanning images of different samples. SY*i*:Slice *n*, the *n*th layer slice image of sample *i*.

图 6 (网络版彩图)分析区域示意图. (a) 侧视图; (b) 俯视图

Figure 6 (Color online) Schematic diagram of the analysis area. (a) Side view; (b) top view.

复杂, 目前一般的研究只计算 $2\text{ mm}\times 2\text{ mm}\times 2\text{ mm}$ 大小的真实模型^[25~28]. 图9为试样3中截取的尺寸 $7.5\text{ mm}\times 7.5\text{ mm}\times 7.5\text{ mm}$ 的典型等效孔隙网络模型, 可以看出小尺寸模型中仅包含单个大孔隙, 甚至部分模型无法包含一个完整的大孔隙. 而在本研究中, 原状花岗岩残积土连通孔隙平均半径达到 2 mm , 因此, 选取合适的代表性体积单元尺寸尤为必要.

代表性体积单元, 指能够有效表征土体宏观物理特性的最小模型单元体^[29], 可有效减少计算机内存容量, 加快运行速度. 分析孔隙度、空间位置和PNM流动模拟计算时间随REV尺寸的变化规律发现, 当以模

图 7 (网络版彩图)原状土柱孔隙模型3D重构结果. (a)~(d) 3D重构模型; (e)~(h) 孔隙重构模型; (i)~(l) 等效孔隙网络模型
Figure 7 (Color online) Reconstruction process of 3D pore model of the undisturbed soil column. (a)~(d) 3D reconstruction model; (e)~(h) pore reconstruction model; (i)~(l) equivalent pore network model.

型上、下、左、右、前、后6处(图10(a))为中心点选取REV时,随着模型尺寸的扩大,运算时间始终增加,孔隙度与REV尺寸间规律性不明显,其特征不能服从代表性规律,故不适合作为代表性体积单元,如图10(d)所示.而当以模型中心位置为中心点(图10(b))

选取REV时,呈现明显的代表性规律,即单元尺寸大于 $300 \times 300 \times 300$ 体素时,模型的孔隙度基本随REV尺寸变化趋于稳定.此时的计算运行时间显著增加,尺寸扩大至400和500体素时,运算时间近乎成直线增加,600体素时计算机出现内存溢出中断现象,不能完成运

图 8 (网络版彩图)原状土阈值分割

Figure 8 (Color online) Threshold segmentation of undisturbed soil.

表 2 3D重构模型孔隙度分析

Table 2 Porosity analysis of 3D reconstruction model

类别	模型尺寸 (mm)	基质体积 (mm ³)	孔隙体积 (mm ³)	计算孔隙度	测试孔隙度	误差 (%)
土样1	130×130×360	4194940	1889060	0.310	0.346	10.37
土样2		4375712	1708288	0.281	0.329	14.74
土样3		3359048	2724952	0.448	0.419	6.82
土样4		3891852	2192148	0.360	0.392	8.19

图 9 (网络版彩图)试样3中截取的尺寸7.5 mm×7.5 mm×7.5 mm的等效孔隙网络模型. (a) 示例1; (b) 示例2; (c) 示例3; (d) 示例4. (a), (b) 3D等效孔隙网络模型; (c), (d) 增加土壤基质后的3D等效孔隙网络模型

Figure 9 (Color online) The equivalent pore network model with a size of 7.5 mm×7.5 mm×7.5 mm intercepted in sample 3. (a) Example 1; (b) example 2; (c) example 3; (d) example 4. (a), (b) 3D equivalent pore network model; (c), (d) 3D equivalent pore network model after adding soil matrix.

算, 如图10(e)所示. 综上, 本文最终以模型中心位置为中心点选取300×300×300体素的REV, 土体实际大小为4.5 cm×4.5 cm×4.5 cm.

2.6 AVIZO-COMSOL交互对接

采用AVIZO软件中模型简化、网格划分、网格优化及修复和连通孔隙测试等操作来获得高质量的3D连通孔隙模型, 并输出可与COMSOL进行数据交互对接的STL模型文件, 为后续仿真模拟提供良好的基础, 如图11所示. 至此COMSOL与AVIZO 3D模型可视化数据对接过程完成, 反之, 需重复网格优化及修复步

骤, 重新对网格进行划分.

3 理论基础

3.1 PNM单相流计算

PNM单相流计算过程中, 假设流体是不可压缩的, 则通过PNM中每个孔的流入、流出量 Q 遵循质量守恒定律^[14], 即:

$$\sum_j Q_{ij} = 0. \quad (1)$$

采用Hagen-Poiseuille定律可以推导出相邻孔 i 和 j

图 10 (网络版彩图) REV选取示意图. (a) 周边位置截取; (b) 中心位置截取; (c) 不同尺寸的REV; (d) 周边位置截取的REV结果分析; (e) 中心位置截取的REV结果分析

Figure 10 (Color online) Schematic diagram of REV selection. (a) Peripheral position interception; (b) central position interception; (c) REV of different sizes; (d) analysis of REV results intercepted at peripheral locations; (e) analysis of REV results intercepted at the center position.

图 11 (网络版彩图) 土体孔隙计算模型(300×300×300体素). (a) REV模型; (b) COMSOL中网格划分; (c) 网格质量分布

Figure 11 (Color online) Porosity calculation model of soil (300×300×300 voxels). (a) REV model; (b) meshing in COMSOL; (c) grid mass distribution.

之间的任何一个流量公式^[14], 如下:

$$Q_{ij} = \frac{G_{ij}}{L_{ij}}(p_i - p_j), \quad (2)$$

式中, G 为传输速率, m s^{-1} ; L 为总长度, m ; p 为压力, Pa . 两个孔之间的渗透率被认为是两个孔 i 和 j 中渗透率的

平均值, 相邻孔 i, j 与喉道 r 的连接关系, 如图12所示.

含大孔隙的网络模型中所有孔隙空间都可以通过式(1)和(2)组成线性方程组求解. 渗透率表征土体孔隙中允许流体通过的能力^[30], 通常采用达西定律来计算, 公式如下:

图 12 孔隙喉道连接单元模型^[14]

Figure 12 Pore and throat connected unit model [14].

$$K = \frac{Q\mu L}{\Delta P A}, \quad (3)$$

式中, Q 为单位时间内流体通过多孔介质中的流量, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$; μ 为流体的动力黏度, Pa s ; K 为绝对渗透率, m^2 ; ΔP 为流体通过多孔介质前后压差, Pa ; A 为流体流经多孔介质的截面积, m^2 ; L 为流体流过的多孔介质的长度, m .

边界条件设定: (1) 流-固界面不存在滑移现象; (2) 多孔介质外部封闭, 保证没有流体流出土体; (3) 垂直于主渗流方向上添加试验参数, 保证孔隙中压力准静态, 流体可在土体孔隙中自由流动; (4) 设置输入压力和输出压力. 边界条件设定如图 13 所示.

3.2 水气两相流计算

质量和动量传递可采用不可压缩纳维-斯托克斯 (N-S) 方程描述流体流动^[31], 控制方程如下:

$$\left. \begin{aligned} \rho(\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} &= \nabla \cdot [-p \mathbf{I} + \mu(\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T)] \\ &\quad + \rho \mathbf{g} + \mathbf{F}, \\ \rho \nabla \cdot \mathbf{u} &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

式中, ρ 为流体密度, kg m^{-3} ; $\mathbf{u}$ 为速度, m s^{-1} ; p 为压力, Pa ; $\mathbf{I}$ 为单位矩阵; μ 为流体动力黏度, Pa s ; $\mathbf{F}$ 为体积力, N m^{-3} ; $\mathbf{g}$ 为重力加速度, m s^{-2} .

采用水平集方法模拟两相界面位置变化情况^[25], 界面张力 $\mathbf{F}_{st}$ 由下式定义:

$$\mathbf{F}_{st} = \nabla \cdot \mathbf{T}, \quad (5)$$

$$\mathbf{T} = \sigma \{ \mathbf{I} + (-\mathbf{n}\mathbf{n}^T) \} \delta, \quad (6)$$

式中, σ 为表面张力系数; $\mathbf{n}$ 为界面单位法向量, 计算公式如下:

$$\mathbf{n} = \frac{\nabla \Phi}{|\nabla \Phi|}. \quad (7)$$

δ 为狄拉克函数, 可用下式来表示:

图 13 (网络版彩图) 单相流边界条件设置. P_{inlet} , 入渗压力; P_{outlet} , 出口压力Figure 13 (Color online) Single-phase flow boundary condition setting. P_{inlet} , infiltration pressure; P_{outlet} , outlet pressure.

$$\delta = 6 |\Phi(1-\Phi)| |\nabla \Phi|, \quad (8)$$

式中, Φ 为水气两相界面等值线.

水平集接口通过跟踪水平集函数的等值线来确定流体界面, 等值线 $\Phi=0.5$ 决定界面的位置. 控制 Φ 的传递和重新初始化的方程为

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \Phi = \gamma \nabla \cdot \left(\varepsilon \nabla \Phi - \Phi(1-\Phi) \frac{\nabla \Phi}{|\nabla \Phi|} \right), \quad (9)$$

式中, γ , ε 为重新初始化参数, m s^{-1} 和 m . 为使水平集方程计算时稳定性较高, 通常可采用 $\varepsilon = h_c/2$, 其中 h_c 是界面区域的网格大小, γ 值是模型中出现的最大速度.

由于水平集函数是一个平滑阶跃函数, 因此可通过下式确定全局密度和动力黏度:

$$\left. \begin{aligned} \rho &= \rho_w + (\rho_g - \rho_w) \Phi, \\ \mu &= \mu_w + (\mu_g - \mu_w) \Phi, \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

式中, ρ_w , μ_w , ρ_g 和 μ_g 分别为水和气的恒定密度和黏度.

边界条件设定如下: 初时刻孔隙中充满空气, 模型相对面分别作为流入和流出边界, 其余边界及孔壁均视为无滑移壁; 设定孔隙壁面为中性湿润条件. 考虑到运算效率及后期驱替可观察度等因素, 设置模型初始压力 $p_{\text{in}}=1.1 \text{ kPa}$ 流入, 出口压力 $p_{\text{out}}=0.1 \text{ kPa}$ 流出. 具体材料属性设置如表 3 所示.

表 3 材料属性

Table 3 Material properties

类别	界面张力 (N m^{-1})	密度 (kg m^{-3})	动力黏度 (Pa s)
水相	4.80×10^{-2}	1000	1.01×10^{-3}
气相	4.80×10^{-2}	1.209	1.79×10^{-5}

4 结果分析

4.1 孔隙结构特征定量表征

为真实、定量表征土体内部大孔隙的分布规律,以3D孔隙重构模型为研究对象,并根据大孔隙的等效孔径将其划分为5个等级: 0.15~0.5 mm (1级), 0.5~1 mm (2级), 1~2 mm (3级), 2~4 mm (4级), >4 mm (5级). 图14统计了4个试样不同级别大孔隙数量及累计曲线占比情况,从图中可以发现,4个试样的大孔隙主要分布在第1,2级别,单个试样内部,除试样3随深度 z 增大,大孔隙数量变化趋势不太明显外,其他试样的孔隙数量整体上随深度增加而减少.而在同一试验区取样的两个试样,位于下方的试样第1,2级别的大孔隙数量明显少于位于上方的大孔隙数量.此外,从量化角度看: 4个试样中第1级别的孔隙数量占比均高于50%,前两级别大孔隙数量占总孔隙数量的比值分别为82.5%, 77.8%, 82.1%, 78.9%,且大孔隙数

量累计占比曲线变化趋势较为相似.

等效孔隙网络模型主要将孔隙空间划分为连通的孔隙结构和连接孔隙之间的喉道结构^[26]. 因此孔喉的尺寸特征分析主要包括孔隙数量、喉道数量、孔隙结构参数和喉道结构参数,表4和表5为4个试样PNM的孔隙和喉道参数统计表.从表4可以看出,不同试样之间的连通孔隙数量差值较大,试样3的孔隙数量是试样1的2倍左右,而不同试样孔隙等效半径差值较小,在花岗岩残积土中,连通孔隙的等效半径介于2~2.4 mm之间.表5可以看出,4个试样的喉道数量差距较大,其中试样3的喉道总数为11295个,而试样1的喉道总数仅2458个,但4个试样的喉道等效半径、喉道长度和喉道表面积平均值差异性较小.

4.2 孔隙网络模型拓扑空间结构分析

土壤孔隙网络模型空间的拓扑结构是指土壤内部

图14 不同级别大孔隙数量占比及累计曲线图. 左轴: 同一深度切片上,某一级别大孔隙个数占此切片孔隙总个数的比值;右轴: 第1级别大孔隙总数占此试样孔隙总数的比值,逐级累加. (a) 试样1; (b) 试样2; (c) 试样3; (d) 试样4

Figure 14 The proportion and cumulative curve of the number of different levels of macropores. Left axis: the ratio of the number of large pores at a certain level to the total number of pores in this slice at the same depth slice; Right axis: the ratio of the total number of large pores in the first level to the total number of pores in this sample, accumulated step by step. (a) Sample 1; (b) sample 2; (c) sample 3; (d) sample 4.

表 4 等效孔隙网络模型孔隙参数统计表

Table 4 Statistics of pore parameters of equivalent pore network model

类别	孔隙 总数	孔隙等效半径 (mm)			配位数 (个)			表面积 (mm ²)		
		Max	Min	Ave	Max	Min	Ave	Max	Min	Ave
土样1	1630	6.08	0.61	2.03	20	1	3.02	1467.06	6.41	142.02
土样2	1758	7.10	0.42	2.23	28	1	4.24	2528.64	2.62	199.53
土样3	3304	7.08	0.30	2.29	69	1	6.84	7239.54	1.29	262.56
土样4	2279	7.12	0.35	2.35	42	1	5.80	3623.34	1.91	265.48

表 5 等效孔隙网络模型喉道参数统计表

Table 5 Statistics of throat parameters of equivalent pore network model

类别	喉道 总数	喉道等效半径 (mm)			喉道长度 (mm)			表面积 (mm ²)		
		Max	Min	Ave	Max	Min	Ave	Max	Min	Ave
土样1	2458	2.88	0.040	0.60	41.74	1.37	7.62	26.01	0.0050	1.73
土样2	3724	6.33	0.040	0.70	23.81	1.87	7.85	125.9	0.0050	2.56
土样3	11295	4.71	0.036	0.72	38.82	1.38	8.44	69.70	0.0041	2.52
土样4	6610	4.47	0.040	0.73	34.09	1.63	8.65	62.89	0.0050	2.56

孔隙与喉道的连接关系, 即连通率^[26]. 孔隙空间拓扑结构可由孔隙配位数(一个孔隙与周围孔隙连通的数量)的分布情况反映. 由表4可知, 4个试样的孔隙配位数最大值分别为20, 28, 69, 42, 且原状花岗岩残积土中孔隙配位数主要集中在20以内, 超过20的孔隙配位数分布呈离散点状. 因此本文在研究孔隙配位数分布情况时, 只统计20以内的数值, 并将其绘于图15, 即孔隙配位数分布图.

从图15中可以看出: 试样1中配位数1~5的孔隙构成了土壤孔隙的主体, 占总孔隙数量的86%以上; 试样2中配位数1~6的孔隙构成了土壤孔隙的主体, 占82%以上; 试样3中配位数1~10的孔隙构成了土壤孔隙的主体, 占84%以上; 试样4中配位数1~8的孔隙构成了土壤孔隙的主体, 占80%以上. 可见4个试样的孔隙空间拓扑结构差异性较大, 但同一选区土体孔隙配位数累计占比曲线变化趋势却较为相似.

4.3 流动模拟结果分析

4.3.1 单相流动模拟

水分在土体孔隙中发生不均衡流动的现象称为渗流, 而渗流能力的大小用绝对渗透率来表征^[30]. 本研究中, 借助AVIZO中XLabSuite Extension模块来实现孔隙模型的单相流动模拟及渗透率计算. 初始条件设定

为常温水, 入口水压1.1 kPa, 出口水压0.1 kPa, 流体黏度0.001 Pa·s. 分别对REV的X, Y, Z三个方向流场进行模拟, 得到了渗流场流线分布示意图, 如图16所示, 其中箭头为流体流动方向. 绝对渗透率计算结果与试验测试数据对比如表6所示.

从表6中可以看出, 试样3中REV模型X, Y, Z向渗流总体上差异性不大, 其中主要以Y, Z向为主, X向渗透性较弱, 计算渗透率仅为0.029 μm^2 . PNM模拟计算渗透率与试验测试渗透率结果存在一定差异, 但仍处于同一数量级, 特别是主渗流方向误差仅为3.81%.

4.3.2 两相流模拟

为研究细观尺度下孔隙结构对水气两相流的影响, 在前面研究基础之上, 对所选的REV孔隙模型进行两相流模拟研究. 其中, 所取的REV模型经测试X, Y, Z向计算渗透率分别为0.029, 0.356和0.429 μm^2 . 此外, 在模拟时不考虑湿润性的影响, 主要考虑不同孔隙结构对水气两相流的影响.

孔隙网络模型的水气两相流模拟结果如图17所示, 图中褐红色代表气相, 即 $\Phi=1$, 墨蓝色代表液相, 即 $\Phi=0$, 介于两者之间的部分同时包含两相, 即 $0<\Phi<1$, 黄色箭头方向表示渗流方向. 从图17中可以直观地看出水相和气相在孔隙中的实时动态分布情况; 总体来

图 15 (网络版彩图)孔隙配位数分布图. (a) 试样1; (b) 试样2; (c) 试样3; (d) 试样4

Figure 15 (Color online) Distribution map of pore coordination number. (a) Sample 1; (b) sample 2; (c) sample 3; (d) sample 4.

图 16 (网络版彩图)PNM单相渗流场流线分布. (a) X方向; (b) Y方向; (c) Z方向

Figure 16 (Color online) Streamline distribution of PNM single-phase seepage field. (a) X direction; (b) Y direction; (c) Z direction.

看, 随着渗流时间增加, 土体孔隙中水相所占比重逐渐增多, 而气相所占据的比重逐渐下降. 渗流结束后孔隙中仍存在气相, 如图17(f)所示. 残余气在孔隙中主要呈块状分布于模型孔隙边、死角和孔喉突变部位.

同时, 从图17中还可以发现, 液相水并不是以简单

活塞方式将孔隙中的空气全部驱替, 而是一个相对复杂的动态转换过程. 结合图18水气两相流典型切面图, 可以发现, 渗流初期, 水气两相流前缘近乎呈直线状向前迁移(如图18(a)), 随后其前缘形状发生了变化, 呈指进状迁移(如图18(b)), 之后直至结束, 水气相界面呈不

表 6 计算渗透率与测试结果对比

Table 6 Comparison between calculated permeability and test results

模拟方向	计算渗透率 (μm^2)	平均渗透率 (μm^2)		测试渗透率 (μm^2)
		几何平均	调和平均	
X	0.029	0.164	0.076	0.446($\sigma=0.019$)
Y	0.356			
Z	0.429

图 17 (网络版彩图)水气两相流模拟结果. (a) $t=3\times10^{-5}$ s; (b) $t=5\times10^{-5}$ s; (c) $t=1\times10^{-4}$ s; (d) $t=1.5\times10^{-4}$ s; (e) $t=5\times10^{-4}$ s; (f) $t=4\times10^{-3}$ s
Figure 17 (Color online) Simulation results of water-gas two-phase flow. (a) $t=3\times10^{-5}$ s; (b) $t=5\times10^{-5}$ s; (c) $t=1\times10^{-4}$ s; (d) $t=1.5\times10^{-4}$ s; (e) $t=5\times10^{-4}$ s; (f) $t=4\times10^{-3}$ s.

规则状(如图18(c)), 这主要与复杂的原状土体内部天然孔隙结构分布有关. 此外, 水气两相渗流过程中, 指进现象在大孔隙中尤为明显.

图19为土体孔隙模型中水、气相饱和度与渗流时间的关系曲线图. 从图中可以看出, 随着两相渗流时间的增加, 水相饱和度呈急剧上升趋势, 气相饱和度呈下降趋势, 且都发生在渗流初始阶段, 之后逐渐趋于稳定状态, 其中水相饱和度趋于94.92%, 残余气相饱和度

为5.08%.

5 结果与讨论

5.1 代表性体积单元尺寸

第2.5节中综合考虑REV尺寸对孔隙度和运算时间的影响情况, 选择了 $300\times300\times300$ 体素的原状土孔隙模型作为本研究中的REV. 该REV大小相当于实际

图 18 (网络版彩图)水气两相流模拟结果典型切片. (a) $t=2 \times 10^{-5}$ s; (b) $t=4 \times 10^{-5}$ s; (c) $t=9 \times 10^{-5}$ s
Figure 18 (Color online) Typical slice of water-air two-phase flow simulation results. (a) $t=2 \times 10^{-5}$ s; (b) $t=4 \times 10^{-5}$ s; (c) $t=9 \times 10^{-5}$ s.

图 19 (网络版彩图)饱和度与时间关系曲线
Figure 19 (Color online) Relationship curve between saturation and time.

尺寸 $4.5 \text{ cm} \times 4.5 \text{ cm} \times 4.5 \text{ cm}$, 当采用较小的RVE尺寸, 如实际尺寸 $7.5 \text{ mm} \times 7.5 \text{ mm} \times 7.5 \text{ mm}$, 发现此时孔隙网络模型中仅含个别大孔隙, 甚至部分模型不能包含一个完整大孔隙. 对比其他研究可知, 含大孔隙煤层的REV尺寸多选择为200体素(2.77 mm)^[14], 岩石类REV尺寸多介于500体素($1 \sim 2 \text{ mm}$)^[25,26]. 而本研究中, 原状花岗岩残积土连通孔隙平均半径约为 2 mm , 显然采用较小REV尺寸不能满足大孔隙结构特征研究的需求, 因此选择一种适合原状花岗岩残积土的REV尤为重要. 根据Daish等人^[32]研究表明, REV尺寸的适用性需基于计算渗透率与REV大小比较来确定, 本文在选择REV尺寸时虽未考虑计算渗透率, 但在4.3节中, 将模拟计算渗透率与试验测量结果进行对比, 主渗流方向误差仅3.81%, 验证了所选取REV尺寸的适用性.

图10(a)和(b)中的REV截取图, 分别通过在所选试样原始尺寸的3D重构模型基础上, 以六面位置中心点和中心位置向四周依次增加尺寸, 来获得图10(d)和(e)横轴所对应的REV尺寸. 经对比分析, 最终证明前者所采用的获取方法更为合理.

5.2 大孔隙结构特征研究结果对比

第4.1节图14统计了4个试样不同级别大孔隙数量占比情况, 发现同一试验区内, 下方试样第1, 2级别的大孔隙数量明显少于上方试样. 分析造成这种现象的原因可能是: 取样地位于植被茂密的坡地, 故而不可避免地存在植物根系分叉现象, 较上层土壤的植物根系更加发达, 即大孔隙数量也明显多于下层土壤. 此外, 发现4个试样中孔径 $0.15 \sim 1 \text{ mm}$ 的大孔隙数量占总孔隙的比值分别为82.5%, 77.8%, 82.1%, 78.9%, 推测花岗岩残积土中约80%的大孔隙孔径在 $0.15 \sim 1 \text{ mm}$ 范围内, 而只有约20%的大孔隙孔径大于 1 mm . 对比前人的研究成果, 植物根系腐烂、干湿循环等因素造成的孔隙直径较多 $< 1 \text{ mm}$, 而动物活动造成的孔隙直径较多处于 $2 \sim 4 \text{ mm}$ 范围内^[33], 表明花岗岩残积土中的大孔隙较多是由于植物根系腐烂和干湿循环等因素造成的. 表4和5统计了4个试样PNM的孔隙和喉道参数, 发现不同试样之间的连通孔隙数量差值较大, 而喉道等效半径、喉道长度和喉道表面积平均值差异性较小, 说明花岗岩残积土中虽然孔隙数量差异性较大, 但由于孔隙形成原因类似, 孔隙结构之间差异性较小.

第4.2节中通过分析孔隙网络模型空间的拓扑结构

表 7 计算渗透率结果对比

Table 7 Comparison of calculated permeability results

类别	模型尺寸 (体素)	孔隙度	计算渗透率 (μm^2)		
			X方向	Y方向	Z方向
土样1	300	0.197	0.141	6.64×10^{-4}	0.388
土样2		0.126	0.021	5.36×10^{-5}	0.00372
土样3		0.421	0.029	0.356	0.429
土样4		0.369	0.159	0.015	0.201

特性来定量表征原状土体中孔隙的连通情况, 为研究土体的渗透性能奠定了基础. 采用REV选取方法, 计算4个试样的孔隙度和渗透率, 结果如表7所示. 分析可知, 试样3中X、Y和Z方向渗透率差异性较小, 而试样1和2不同方向渗透率差异性巨大, 甚至达3个数量级, 这与图15分析相对应. 在图15中孔配位数的分布直方图最能反映孔隙连接情况, 通过对不同试样配位数分布规律分析表明, 花岗岩残积土中, 不同位置的土壤内部孔隙拓朴空间结构差异性较大, 其中试样3的孔隙连通性较好, 而试样1和试样2的孔隙连通性较差.

5.3 流动模拟结果对比

PNM单相流动模拟部分, 将模拟计算渗透率与实验室测试值进行了对比, 如表6所示, 两者尽管存在一定差异, 但仍处于同一数量, 且主渗流方向误差仅为3.81%. 分析原因是: 原状花岗岩残积土孔隙比大且孔隙结构复杂, 研究采用CT扫描分辨率为0.15 mm, 不可避免存在微、纳米孔无法识别, 从而对渗透率结果产生了一定影响, 但对于大孔隙研究来说, 去除微小孔隙, 对结果的影响在可接受范围内.

两相流动模拟部分, 主要研究了细观尺度下孔隙结构特征对水气两相流的影响作用. 图17展示了不同时刻下孔隙网络模型水气两相的流动过程, 其中图17(f)展示了残余气在孔隙中分布于孔隙边、死角和孔喉突变部位. 分析原因是: 前者主要是水气相不可压缩特性致使水相无法侵入造成, 后者是孔喉突变部位存在贾敏效应^[34]造成气相渗流阻力骤增所致.

对比其他学者的流动研究结果^[31,35], 可知, 目前学者对两相流的研究多集中于岩石领域, 少有提及土体大孔隙的两相渗流研究, 3D土体两相流研究更是少之又少. 岩石类的渗流过程一般都可得出优势流和指进

现象, 而本研究表明花岗岩残积土水气两相渗流是一个复杂的动态变化过程. 渗流初, 水气两相流前缘近乎呈直线状向前迁移, 随后才呈指进状, 最后直至结束, 呈不规则状前移. 分析原因, 这主要与复杂的原状土体内部天然孔隙结构分布有关^[25]. 因此, 在今后的孔隙渗流研究中, 对于致密性、高孔隙比等内部孔隙结构复杂的土体, 建议对渗流初始时刻细分为小步长, 仔细观察每一小步长的渗流状态, 而对于渗流后期, 可适当增加步长以提高运算效率.

6 结论

(1) 花岗岩残积土的大孔隙孔径主要介于0.15~1 mm之间, 且孔径大的孔隙数量占比明显较少. 同一选区内, 下方试样的大孔隙数量明显少于上方试样的大孔隙数量.

(2) 土壤内部孔隙拓朴空间结构差异性较大, 其中部分孔隙的配位数可达60以上, 但孔隙配位数主要集中在20以内, 超过20的孔隙配位数分布呈离散点状.

(3) PNM单相流动模拟计算渗透率与实验室测试渗透率对比, 结果虽存在一定差异, 但仍处于同一数量级, 特别是主渗流方向误差仅为3.81%. 两相流初期, 驱替前缘近乎呈直线状, 随后其前缘形状呈指进状, 之后直至结束, 呈不规则状. 孔隙中残余气主要以块状分布于孔隙边、死角和孔喉突变部位. 其中, 随渗流时间的增加, 水相饱和度呈急剧上升趋势, 气相饱和度呈急剧下降趋势, 且都发生在渗流初始阶段, 之后逐渐趋于稳定, 最终水相和残余气相饱和度分别趋于94.92%和5.08%.

(4) 土体孔隙两相流是一个常见但复杂的过程, 本研究中模拟了含大孔隙的土体水气两相渗流动态过

程,但未考虑水气相互溶合及基质域入渗问题,故将此作为今后的研究方向.土体细观3D重构、最优REV选取

和数值仿真交互对接技术等,将对大尺寸原状土体量化研究孔隙内部水分运移机理提供一定借鉴.

致谢 原状土取样及室内试验测试在丁辉、马怀森、蒋何伟、洪启枫和杨鹏飞等人的通力协助下得以顺利实施,在此深表谢忱.

参考文献

- 1 Liu W P, Ouyang G Q, Luo X Y, et al. Moisture content, pore-water pressure and wetting front in granite residual soil during collapsing erosion with varying slope angle. *Geomorphology*, 2020, 362: 107210
- 2 Kotlar A M, de Jong van Lier Q, Andersen H E, et al. Quantification of macropore flow in Danish soils using near-saturated hydraulic properties. *Geoderma*, 2020, 375: 114479
- 3 Lamandé M, Schjønning P, Dal Ferro N, et al. Soil pore system evaluated from gas measurements and CT images: A conceptual study using artificial, natural and 3D-printed soil cores. *Eur J Soil Sci*, 2021, 72: 769–781
- 4 Zubiri B A, Wirth J, Drobek D, et al. Correlative laboratory nano-CT and 360° electron tomography of macropore structures in hierarchical zeolites. *Adv Mater Interfaces*, 2021, 8: 2001154
- 5 Chen Z Y, Song Y, Li Z, et al. The occurrence characteristics and removal mechanism of residual water in marine shales: A case study of Wufeng-Longmaxi shale in Changning-Weiyuan area, Sichuan basin. *Fuel*, 2019, 253: 1056–1070
- 6 Raimbault J, Peyneau P E, Courtier-Murias D, et al. Investigating the impact of exit effects on solute transport in macroporous media. *Hydrol Earth Syst Sci*, 2021, 25: 671–683
- 7 Liu Y, Hu X, Li Z C, et al. Difference of soil macropore structure scanned by medical CT and industrial CT (in Chinese). *Chin Agric Sci Bull*, 2016, 32: 106–111 [刘勇, 胡霞, 李宗超, 等. 基于医学CT和工业CT扫描研究土壤大孔隙结构特征的区别. *中国农学通报*, 2016, 32: 106–111]
- 8 Wang S H, Yang T J, Liu H, et al. Verification and analysis of three-phase coupling model for soil slope under rainfall conditions (in Chinese). *J Northeastern Univ (Nat Sci)*, 2018, 39: 1453–1457 [王述红, 杨天娇, 刘欢, 等. 降雨条件下土坡三相流耦合模型验证与分析. *东北大学学报 (自然科学版)*, 2018, 39: 1453–1457]
- 9 Karadimitriou N K, Hassanizadeh S M. A review of micromodels and their use in two-phase flow studies. *Vadose Zone J*, 2012, 11: vzj2011.0072
- 10 Miao X X, Wang Y, Zhang L W, et al. Improved Vinegar & Wellington calibration for estimation of fluid saturation and porosity from CT images for a core flooding test under geologic carbon storage conditions. *Micron*, 2019, 124: 102703
- 11 Ju Y, Wang J B, Gao F, et al. Lattice-Boltzmann simulation of microscale CH₄ flow in porous rock subject to force-induced deformation. *Chin Sci Bull*, 2014, 59: 3292–3303
- 12 Hao L, Cheng P. Pore-scale simulations on relative permeabilities of porous media by lattice Boltzmann method. *Int J Heat Mass Transfer*, 2010, 53: 1908–1913
- 13 Bird M B, Butler S L, Hawkes C D, et al. Numerical modeling of fluid and electrical currents through geometries based on synchrotron X-ray tomographic images of reservoir rocks using Avizo and COMSOL. *Comput Geosci*, 2014, 73: 6–16
- 14 Ni X M, Miao J, Lv R S, et al. Quantitative 3D spatial characterization and flow simulation of coal macropores based on μ CT technology. *Fuel*, 2017, 200: 199–207
- 15 Osher S, Sethian J A. Fronts propagating with curvature-dependent speed: Algorithms based on Hamilton-Jacobi formulations. *J Comput Phys*, 1988, 79: 12–49
- 16 Ngo L C, Choi H G. A multi-level adaptive mesh refinement for an integrated finite element/level set formulation to simulate multiphase flows with surface tension. *Comput Math Appl*, 2020, 79: 908–933
- 17 Liu J J, Song R. Investigation of water and CO₂ flooding using pore-scale reconstructed model based on micro-CT images of Berea sandstone core. *Prog Computat Fluid Dyn*, 2015, 15: 317–326
- 18 Cai P C, Que Y, Li X. Numerical simulation of meso-seepage flow in undisturbed granite residual soil under confining pressure (in Chinese). *J*

- Fuzhou Univ (Nat Sci Ed), 2021, 49: 400–406 [蔡沛辰, 阙云, 李显. 围压条件下原状花岗岩残积土细观渗流数值模拟. 福州大学学报(自然科学版), 2021, 49: 400–406]
- 19 Warner G S, Nieber J L, Moore I D, et al. Characterizing macropores in soil by computed tomography. *Soil Sci Soc Am J*, 1989, 53: 653–660
- 20 Jarvis N J. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: Principles, controlling factors and consequences for water quality. *Eur J Soil Sci*, 2007, 58: 523–546
- 21 Singh P, Kanwar R S, Thompson M L. Measurement and characterization of macropores by using AUTOCAD and automatic image analysis. *J Environ Qual*, 1991, 20: 289–294
- 22 Vermeul V R, Istok J D, Flint A L, et al. An improved method for quantifying soil macroporosity. *Soil Sci Soc Am J*, 1993, 57: 809–816
- 23 Houston A N, Otten W, Falconer R, et al. Quantification of the pore size distribution of soils: Assessment of existing software using tomographic and synthetic 3D images. *Geoderma*, 2017, 299: 73–82
- 24 Li X. A research for reprocessing the data of rock and soil material CT text for the degree of master of engineering (in Chinese). Dissertation for Master's Degree. Wuhan: Changjiang River Scientific Research Institute, 2012 [李翔. 岩土材料CT试验后处理方法研究. 硕士学位论文. 武汉: 长江科学院, 2012]
- 25 Liu X J, Xiong J, Liang L X, et al. Study on the characteristics of pore structure of tight sand based on micro-CT scanning and its influence on fluid flow (in Chinese). *Prog Geophys*, 2017, 32: 1019–1028 [刘向君, 熊健, 梁利喜, 等. 基于微CT技术的致密砂岩孔隙结构特征及其对流体流动的影响. 地球物理学进展, 2017, 32: 1019–1028]
- 26 Fang H H, Sang S X, Liu S Q, et al. Study of digital petrophysical analysis method based on micro-focus X-ray tomography: A case study from No.3 coal seam of Bofang mining area in southern Qinshui basin (in Chinese). *Coal Geol Expl*, 2018, 46: 167–174, 181 [方辉煌, 桑树勋, 刘世奇, 等. 基于微米焦点CT技术的煤岩数字岩石物理分析方法——以沁水盆地伯方3号煤为例. 煤田地质与勘探, 2018, 46: 167–174, 181]
- 27 Shi X H, Pan J N, Pang L L, et al. 3D microfracture network and seepage characteristics of low-volatility bituminous coal based on nano-CT. *J Nat Gas Sci Eng*, 2020, 83: 103556
- 28 Callow B, Falcon-Suarez I, Marin-Moreno H, et al. Optimal X-ray micro-CT image based methods for porosity and permeability quantification in heterogeneous sandstones. *Geophys J Int*, 2020, 223: 1210–1229
- 29 Koestel J, Larsbo M, Jarvis N. Scale and REV analyses for porosity and pore connectivity measures in undisturbed soil. *Geoderma*, 2020, 366: 114206
- 30 Zhao J L, Qin F F, Derome D, et al. Improved pore network models to simulate single-phase flow in porous media by coupling with lattice Boltzmann method. *Adv Water Resour*, 2020, 145: 103738
- 31 Gunde A C, Bera B, Mitra S K. Investigation of water and CO₂ (carbon dioxide) flooding using micro-CT (micro-computed tomography) images of Berea sandstone core using finite element simulations. *Energy*, 2010, 35: 5209–5216
- 32 Daish C, Blanchard R, Gulati K, et al. Estimation of anisotropic permeability in trabecular bone based on microCT imaging and pore-scale fluid dynamics simulations. *Bone Rep*, 2017, 6: 129–139
- 33 Li W L, Jin C J, Wang A Z, et al. Characteristics of macropores in two forest soils on northern slope of Changbai Mountains (in Chinese). *Chin J Appl Ecol*, 2007, 18: 1213–1218 [李伟莉, 金昌杰, 王安志, 等. 长白山北坡两种类型森林土壤的大孔隙特征. 应用生态学报, 2007, 18: 1213–1218]
- 34 Liu S, Dou X X, Zeng Q D, et al. Critical parameters of the Jamin effect in a capillary tube with a contracted cross section. *J Pet Sci Eng*, 2021, 196: 107635
- 35 Gao Y, Raeini A Q, Blunt M J, et al. Dynamic fluid configurations in steady-state two-phase flow in Bentheimer sandstone. *Phys Rev E*, 2021, 103: 013110

3D quantitative characterization and flow simulation of granite residual soil based on CT scanning

CAI PeiChen¹, QUE Yun¹, JIANG ZhenLiang^{1,2} & LI Xian¹

¹ School of Civil Engineering, Fuzhou University, Fuzhou 350108, China;

² Department of Civil and Environmental Engineering, Hong Kong University of Science and Technology, Hong Kong 999077, China

This paper aims to reveal the water transport mechanism in soils with macropores. Based on the combination of the X-ray CT scanning and image processing technologies, a three-dimensional (3D) equivalent pore network model (PNM) with macropores (>0.15 mm) is constructed, and the size of the optimal representative volume unit (REV) is determined to be $300 \times 300 \times 300$. Then, the quantitative characterization of the topological structure of the macropore space is carried out followed by the PNM single-phase flow and the 3D macropore water-gas two-phase flow simulation. The results show that there are more pores with smaller pore diameters, and more than 80% of the pores are concentrated within 0.15–1.00 mm. The pore topological space structure is quite different, and the coordination number is mainly less than 20, but some can reach more than 60. The average coordination number of pores is between 3–7, and the average connected pore radius is greater than 2.00 mm. The single-phase flow simulation find that the complexity of the pore structure and the resolution of X-ray CT scanning resulted in a certain difference between the simulated and measured permeability, but the difference of the main seepage direction is only 3.81%. The two-phase flow simulation find that the front edge of flow is almost linear at the beginning of seepage, then it tend to be fingering, and finally, it become irregular. The residual gas in the pores is mainly distributed in blocks at the edges of pores, dead ends, and sudden changes of pore throats. With the increasing seepage time, the saturation of the water phase shows an upward trend, while the saturation of the gas phase shows a downward trend, then gradually tend to be stable, and finally, the saturation of the water phase and the residual gas phase maintain at 94.92% and 5.08%, respectively. This study can better reveal the meso-seepage mechanism of reconstructed soil, and provide a certain reference for further understanding the law of pore flow in soil.

CT scan, REV, meso-seepage, macroporosity, pore network model, two-phase flow

doi: [10.1360/SST-2021-0308](https://doi.org/10.1360/SST-2021-0308)