

微观尺度多孔岩石压实带形成与围压关系的 数值模拟实验*

黄宛莹¹, 刘洁^{1,2}

1. 中山大学地球科学与工程学院, 广东 珠海 519082
2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海)/广东省地质过程与矿产资源探查重点实验室, 广东 珠海 519082

摘要: 不同于典型的拉张和剪切破坏, 多孔岩石的非弹性压实行为是岩石变形的另一种重要表现。在压应力的作用下, 高孔隙率沉积岩形成局部孔隙度和渗透率显著降低的压实带, 这不仅与多孔岩石脆-韧性转变过程的中间状态有关, 还会对储层流体输运性能产生重要影响。为了探究围压及岩石初始孔隙结构对局部压实的影响, 本文基于莱塔灰岩样品三轴压缩实验的原位动态同步加速器 X 射线 CT 图像, 建立了具有岩石真实孔隙结构的有限元模型并进行了不同围压下的弹塑性数值模拟实验。结果表明, 在 20~60 MPa 围压下样品均发生非均匀变形; 随着围压的增加, 样品内部的轴向局部压缩将被抑制, 同时径向局部压缩开始增强, 并使得压实带内大部分的节点脱离单轴压缩状态, 不利于压实带的发展。

关键词: 岩石 CT; 有限元数值模拟; 多孔岩石; 压实带; 围压

中图分类号: P584 **文献标志码:** A **文章编号:** 2097-0137(2024)05-0028-10

Finite element modeling of microscale compaction localization of porous limestone under different confining stresses

HUANG Wanying¹, LIU Jie^{1,2}

1. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519082, China
2. Southern Laboratory of Ocean Science and Engineering (Zhuhai)/ Guangdong Provincial Key Laboratory of Mineral Resources & Geological Processes, Zhuhai 519082, China

Abstract: Different from the tensile and shear failures, the inelastic compaction of porous rocks is another important performance of rock deformation. Under compressive stress, high-porosity sedimentary rocks form compaction bands with significantly reduced porosity and permeability. This is not only related to the intermediate regime of the brittle-ductile transition of porous rocks but also has important impacts on the engineering application of fluid flow in reservoirs. To explore the influence of confining pressure and the initial pore structure on compaction localization, we establish a finite element model with the complex pore structure of the rock based on the *in situ* synchrotron CT images of the triaxial experiment of a Leitha limestone sample and conduct elastoplastic numerical simulations

* 收稿日期: 2024-05-08 录用日期: 2024-06-04 网络首发日期: 2024-07-12

基金项目: 国家自然科学基金(42072251)

作者简介: 黄宛莹(1999年生), 女; 研究方向: 岩石微观层析成像技术与数值模拟;

E-mail: huangwy55@mail2.sysu.edu.cn

通信作者: 刘洁(1967年生), 女; 研究方向: 数字岩石物理和计算地球动力学;

E-mail: liujie86@mail.sysu.edu.cn



ZR20240150

under different confining pressures. Our results show that the samples undergo heterogeneous deformation under the confining pressure of 20 to 60 MPa. As the confining pressure increases, the axial local compression inside the sample is restrained, while the radial local compression is promoted. Most of the nodes in the compaction band have the trend of being away from the quasi-uniaxial compression state under high compression stress, which restricts the development of compaction bands.

Key words: CT images of rocks; finite element simulation; porous rocks; compaction bands; confining pressure

不同于典型的拉张和剪切破坏, 多孔沉积岩的非弹性压实行是岩石变形的另一种重要表现。实验表明, 非均质多孔岩石在压应力作用下, 应变很可能在局部集中, 导致材料强度和结构改变并引发压实失稳。尺度上小至微小孔隙垮塌, 大可至形成延伸数百公里的压实带, 影响着沉积地层的应力应变分布(Aydin et al., 2006; Fossen et al., 2007; 席道瑛等, 2008; Holcomb et al., 2007)。实验中经常观察到孔隙率 $>16\%$ 的沉积岩中压实带沿垂直于最大受压方向扩展, 以孔隙度显著减少、宏观剪切变形可忽略为特征。带内的渗透率可降低1~6个数量级, 将对流体流动产生阻碍作用, 因此岩石局部压实的形成与演化对流体储层和废物储存系统如 CO_2 在深层沉积岩的储存、压实带发育区域的油气开采等的相关工程应用产生重要影响(Holcomb et al., 2003; Olsson et al., 2002; Rutqvist, 2012; Sternlof et al., 2006; Baud et al., 2012; Vajdova et al., 2012)。

在较高的应力下, 当微裂缝生长与孔隙坍塌等损伤合并形成局部强烈变形时, 将形成如材料强度弱化、化学反应加速等的正反馈过程, 最终形成宏观破坏(Paterson et al., 2005)。因此, 从微观角度探究岩石的破坏演化行为是认识岩石宏观变形行为的基础。目前对岩石内部局部压实的实验室观测手段主要有扫描电子显微镜、声发射与微观层析成像技术(又称微观CT技术)。其中微观CT方法可无损伤地获取岩石内部数字化结构信息, 结合数字体积相关技术(DVC)还可获取高精度时空应变定位, 因此近年来被广泛应用于相关研究中。大量的实验观测表明, 非弹性压实的主要微观机制为颗粒破碎和孔隙塌陷, 具体的压实表现依赖于应力条件, 而温度几乎对其无影响(Wong et al., 2012); 同时, 复杂的初始孔隙分布是影响这些局部压实形成与扩展的关键内部因素(Fortin et al., 2006; Chen et al., 2020; Cilona et al., 2014;

Huang et al., 2019)。但由于实验中无法直接观测到应力扰动证据, 不同围压影响下复杂孔隙空间诱发的应力集中与局部压实的关系仍不明朗。

为了获取详细的应力应变演变过程, 目前已开展了不少关于压实带形成的数值模拟研究, 使用的方法主要有分别有限元方法(FEM)、离散元方法(DEM)及两者的耦合方案。基于连续体假设的有限元模拟研究大多通过改进屈服面及其演变以尽可能真实地描述非弹性变形的发展与定位过程, 但仅有部分研究注意了局部异质度对压实定位的影响, 将其作为材料参数在计算时纳入考虑(Abdallah et al., 2021; Shahin et al., 2020)。离散元方法用于解决不连续介质问题, 可模拟出晶粒破碎和脱粘导致的压实带的发生(Wang et al., 2008; Marketos et al., 2009), 但同时会带来较大的计算量(Liu et al., 2016; Wu et al., 2018), 因此包含有精细结构的三维岩石变形离散元模拟较为少见。为了解决这一问题, Zhao et al. (2015)使用了FEM/DEM耦合建模方案, 在一定程度上提高计算效率的同时模拟出颗粒破裂行为, 但复杂孔隙结构对局部变形的控制作用仍难以在数值模拟中得到完全表达。

Huang et al. (2024)实施了一个考虑了真实孔隙结构的三维有限元模拟方案, 采用弹塑性各向同性硬化本构, 施加与实验环境相同的边界条件, 结果表明有限元模拟结果很好地再现了样品的变形, 同时提供了实验观测中无法获得的应力分布特征。通过对比模拟与不同加载阶段下的CT图像变形结果确认了数值方案的可行性与可靠性, 发现了先兆应力集中明显早于变形异常表现, 并且应力集中沿孔隙周围向固体内部扩展, 最终形成压实变形带。本文在此基础上, 基于样品变形前的CT数据进一步分析了不同围压对压实变形的影响, 确认压实带形成的最优条件。

1 研究方法与模型构建

1.1 莱塔灰岩样品三轴压缩实验与CT数据

本文使用数据为采用安装在欧洲同步辐射光源的HADES设备观测的原位三轴压缩实验动态微观CT数据。该实验与数据采集由黄庭芳教授团队完成,数据可在公开的数据库下载(Renard, 2019)。

实验样品为直径5 mm、高10 mm的干燥莱塔灰岩圆柱形岩芯(实验测试孔隙率为26%),其成分均一(方解石>99%),孔隙空间主要由平均直径约165 μm 的大孔隙组成,同时在生物碎屑中分布有微孔隙(Baud et al., 2017a, 2017b)。实验在室温条件下进行,保持围压 $p=20$ MPa,轴向活塞施加的轴向压力以1~2 MPa的增量缓慢增加,直至轴压准静态加载至130 MPa。整个实验过程中共获得70组不同压力状态下的CT数据,通过X射线吸附与相位对比成像技术最终将CT数据重建成三维模型(Mirone et al., 2014)。Huang et al. (2019)给出了详细的实验数据,并通过图像分析确认了样品上部存在大孔隙、对应发生强烈压缩,中下部可分辨出形成了至少3个离散的微观压实带,中上部和底部则变形相对较小。

1.2 有限元网格构建

根据初始CT扫描步的完整图像(图像分辨率6.5 μm),我们去除了样品外围和两端与样品无关的数据,提取直径为700像素,高度为1450像素的圆柱,并使用了与Huang et al. (2019)一致的分割阈值(9500)分割出固体相(图1a)和孔隙相。由于CT图像中无法识别尺度小于分辨率的微小孔

隙,图像结构确定的初始孔隙度为22.3%。基于该固体相结构,使用Avizo[®]通过以下4个步骤构建了莱塔灰岩样品有限元四面体网格:①在样品的固体与孔隙分界面上构建由边长约为1像素的小三角形组成的三角面网(图1b);②权衡计算精度与计算成本,对三角形面网进行简化,简化后的单元边长约为24像素(156 μm)(图1b);③为了保证后续四面体网格正确生成,表面面网需调整至通过网格质量检查,检查标准包括闭合性、方向、穿插、纵横比(aspect ratio)和二面角(dihedral angle)等;④使用波前法(advancing front method)生成四面体网格,即四面体单元将从表面三角形面网开始不断向内生成,直至整个区域被四面体填满(Jin et al., 1993; Löhner et al., 1988)。

最终生成的简化四面体网格可较好地还原样品内大孔隙的形态(图1c)。整个四面体网格共包含有639617个单元与1624345个节点;由于网格简化使得小于单元尺度的孔隙又进一步被忽略,网格模型的孔隙度减小为18.46%。

1.3 模型边界条件

计算模型在样品侧面施加法向压力(即围压 p),顶底两端设置有2个弹性硬板($E=1000$ GPa, $\nu=0.2$),其中底部的硬板固定不动,而顶部的硬板缓慢下压,最终使样品模型的轴应变达18%。为了防止出现网格穿透,样品与两个硬板的接触面以及样品表面间均设置有法向上硬接触(不可穿透)、切向上发生库伦摩擦(摩擦系数 $\mu=0.01$)的接触属性,样品的表面为无应力边界。分别计算了

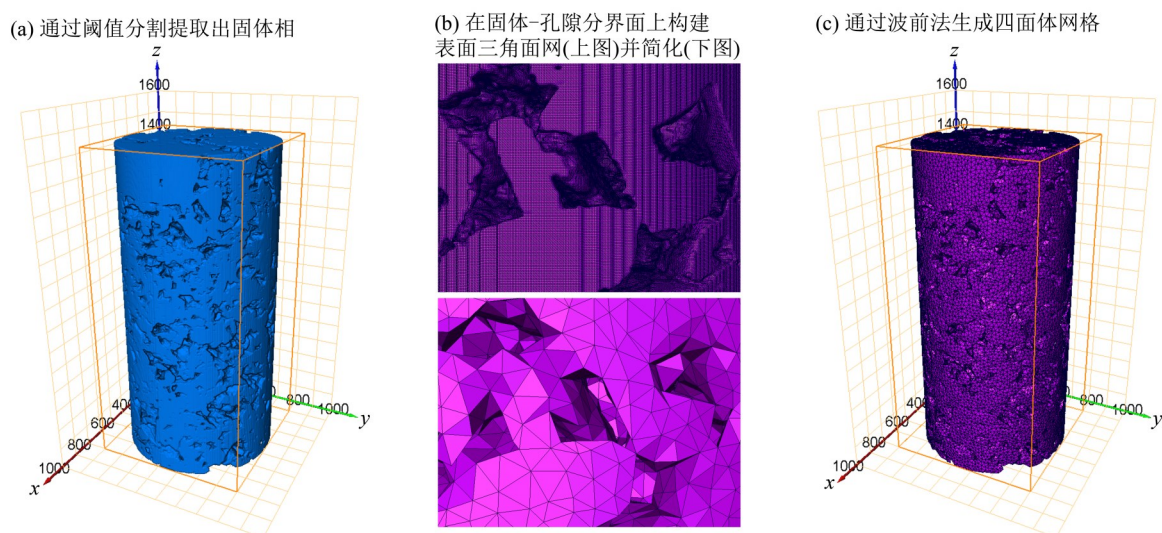


图1 有限元网格构建示意图

Fig. 1 Illustration of constructing finite element grid

围压 $p=20、30、40、50、60$ MPa 下的莱塔灰岩样品三轴压缩变形, 其中 $p=20$ MPa 的模拟计算与实验的加载方式一致。大量实验观测表明压实带的形成均与围压有关, 本文相关实验的围压 $p=20$ MPa, 数值模拟实验考虑更高围压的状态, 不考虑更低围压时的情形(这时一般出现宏观脆性破裂)。

尽管样品变形实验是准静态进行的, 但考虑到使用静态分析方案 Abaqus® Standard 来求解如此复杂的模型时, 计算速度极慢且计算极易不收敛, 因此采用 Abaqus® Explicit 进行计算。整个压缩过程中模型的动能与内能比值小于 0.1%, 且动能随加载的变化较为平稳, 可视为准静态加载过程。

1.4 塑性屈服与材料参数

开展力学响应弹塑性数值模拟研究时, 需要确定介质的塑性屈服准则, 进而确定相关材料参数。对图 1c 所示的结构模型, 由于只存在固体介质和孔隙, 并且孔隙处理为空气区, 因此仅需要考虑固体介质的弹塑性变形。本文设定压为正, 拉为负。

1.4.1 Drucker-Prager 屈服准则与各向同性强化 尽管本文使用了包含有孔隙空间细节的有限元网格, 无需通过力学模型来体现大孔隙的影响, 但由于简化的固体网格中忽略了相当一部分的微小孔隙, 因此在这里我们将固体网格材料视为含有若干微孔隙的等效介质, 并使用 Drucker-Prager 准则来描述其屈服行为, 具体表达为

$$F = \tau_e - P \tan \phi - d = 0, \quad (1)$$

其中

$$\tau_e = \sqrt{\frac{1}{2} [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2]}$$

为 von Mises 应力, $P = (\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$ 为平均应力, ϕ 为内摩擦角, d 为内聚力。其中 d 与单轴抗压强度 (UCS, uniaxial compressive strength) σ_u 具有以下关系:

$$d = \left(1 - \frac{\tan \phi}{3}\right) \sigma_u. \quad (2)$$

在多孔灰岩的宏观破坏中可观察到由孔隙塌陷和颗粒破碎引起的显著应变硬化行为。考虑到单调施加的轴向位移条件下不太可能使岩石内部发生由复杂的加载-卸载循环引起的颗粒尺度破坏, 因此我们假定屈服时发生各向同性强化, 屈服面将会随着非弹性应变的增加而扩大。

1.4.2 非关联流动法则与塑性势 在所选取的弹塑性本构模型中, 塑性势 G 与屈服准则具有相似

的形式, 具体表达为

$$G = \tau_e - P \tan \psi, \quad (3)$$

其中 ψ 为 $P - \tau_e$ 平面上的膨胀角, 材料中 ψ 总小于内摩擦角 ϕ 。

实验数据表明, 采用关联的流动法则 ($\psi = \phi$) 会高估脆性岩土材料中的膨胀量 (Vermeer et al., 1984; Wong et al., 1997)。因此, 本文使用非关联流动法则, 即 $\psi \neq \phi$ 。

1.4.3 弹塑性材料参数 考虑到莱塔灰岩的成分单一, 因此将样品的固体部分视为各向同性的均一材料。使用试错法, 我们对样品模型进行压缩模拟计算, 并将模拟与实验的差应力-轴应变曲线进行对比, 确定出固体等效介质的杨氏模量为 13 GPa、泊松比为 0.2、 $\phi=50^\circ$, 塑性强化参数见表 1。其中, 由于 CT 图像显示样品的压缩量主要由孔隙塌陷所吸收 (Huang et al., 2019), 因此将膨胀角选定为 0° , 材料在屈服时将不发生膨胀。另外, UCS 的取值较好地拟合了实验曲线, 也符合孔隙致裂模型推导的规律 (Sammis et al., 1986)。

表 1 塑性硬化参数

Table 1 Plastic hardening parameters

σ_u /MPa	等效塑性应变	d /MPa
105	0.000	63.3
105	0.020	63.3
155	0.025	93.4
155	0.050	93.4
170	0.085	102.5

2 模拟结果

2.1 整体变形特征

图 2 给出了不同围压 (p) 模型的差应力-轴应变曲线, 并与实验记录曲线对比。首先, $p=20$ MPa 围压计算的应力-应变曲线与实验曲线拟合很好, 仅实验记录的蠕变平台段难以拟合。5 条数值模拟曲线显示一个明显的变化趋势: 在变形过程的前半段 (轴应变 $<5.76\%$), 相同的差应力下围压更高的模型具有更高的轴应变, 而变形的后半段则呈现相反的趋势。同时, 模型的弹性阶段 (对应曲线的线性段) 随围压的增加结束得更早, 意味着模型将更早地发生屈服, 进入塑性变形阶段。

模拟计算所得的体积应变为

$$\epsilon = \epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3.$$

与等效剪切应变为

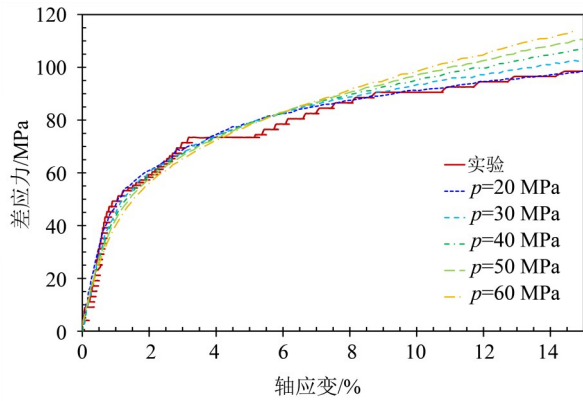


图2 实验及不同围压 p 下莱塔灰岩样品模型的差应力-轴应变曲线

Fig. 2 Stress-strain curves of the experiment and simulations under different confining stresses

$$\gamma = \sqrt{\frac{2}{9} \left[(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 - \varepsilon_1)^2 \right]}$$

相应的空间分布见图3和图4, 两者的等值面数值分别取为0.027和0.13。各围压下的体积应变与等效剪切应变均出现不均匀分布, 在样品上部与中下部具有显著的应变集中。在相同的轴应变下,

体积应变的分布范围会随着围压的升高显著增加(图3); 而剪切应变的分布范围随围压增加的变化不明显, 仅在外围上出现更多的剪切应变集中(图4)。

为了进一步分析不同围压下样品上部(其中包含一个大孔隙, 变形强烈)及中下部(其中包含离散压实带)的压实变形启动点, 统计了样品上部(高度为1 016~1 450像素)与中下部(高度为325~650像素)各自顶面与底面的节点平均位移量 U_3^{top} 与 U_3^{bot} , 通过两者的差值获取该层的轴向压缩量为 $\Delta(U_3) = U_3^{\text{top}} - U_3^{\text{bot}}$ 。不同围压下样品上部与中下部的轴向压缩量随差应力的变化如图5所示。Huang et al.(2024)对实验条件下($p=20$ MPa)的样品三轴压缩模型进行了详细的分析, 发现样品上部在差应力为45.3 MPa时发生显著轴向压缩, 而样品中下部则到了70.2 MPa时才发生显著压缩。为了方便对比, 在图5中使用红圈标记了变形前期样品上部以及变形后期样品中下部的轴向压缩量突然变化的位置。由图可知, 样品上部与中下部均在差应力较低时轴向压缩量随围压的增大而增大, 但

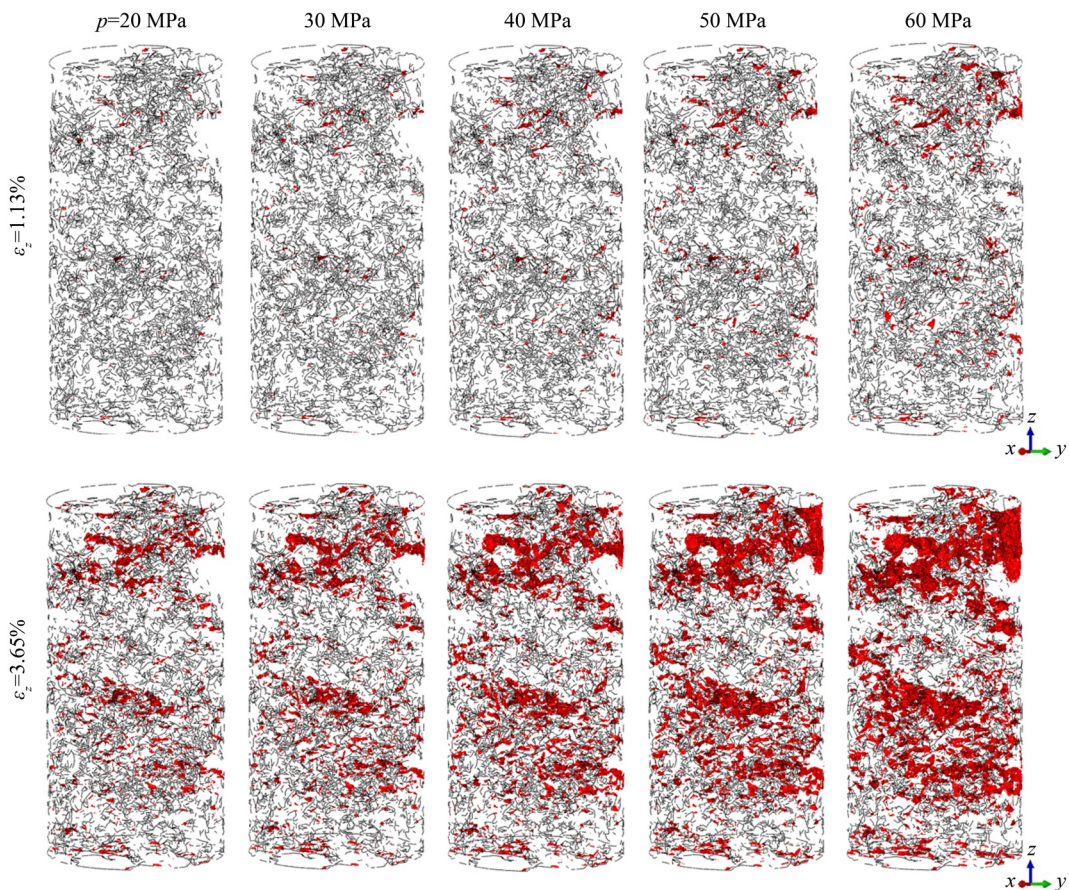


图3 不同围压下体积应变 ϵ 等值面三维分布图(等值面阈值为0.027)

Fig. 3 Three-dimensional view of the isosurface of volumetric strain ϵ at different differential stresses (threshold is 0.027)

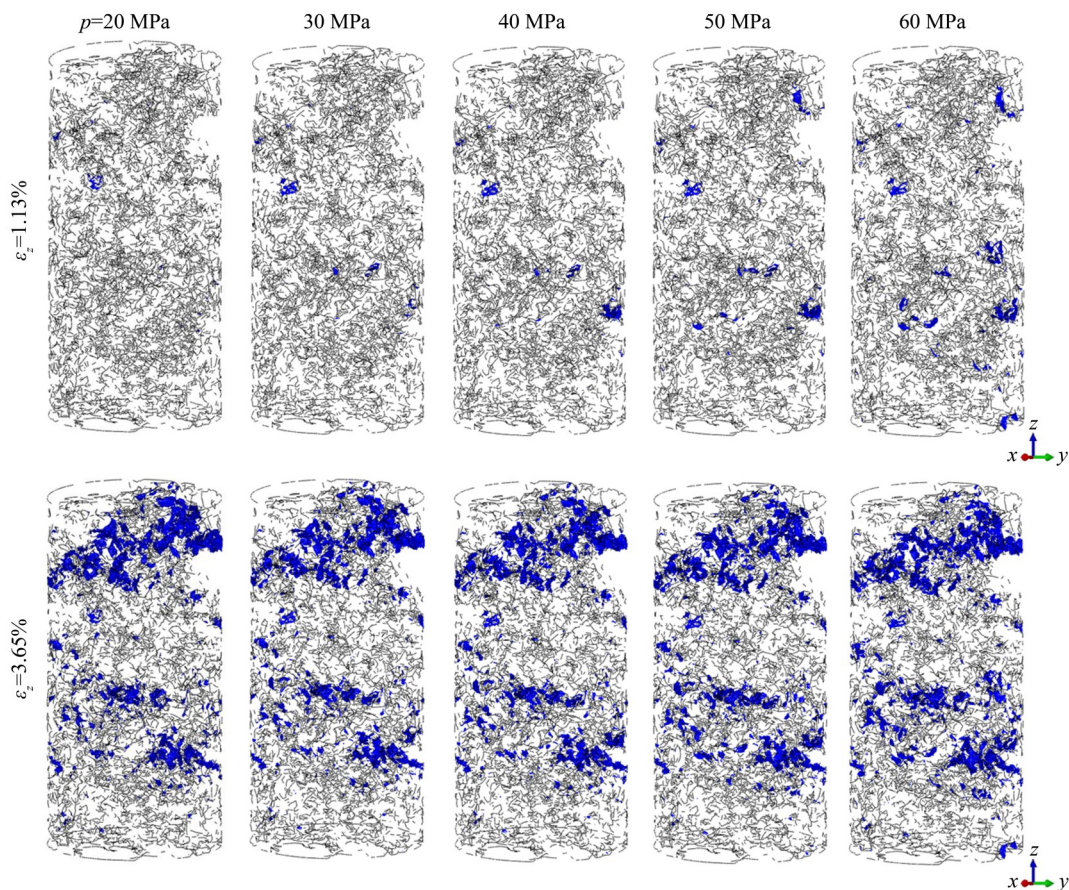


图 4 不同围压下剪切应变 γ 等值面三维分布 (等值面阈值为 0.13)

Fig. 4 Three-dimensional view of the isosurface of equivalent shear strain γ at different differential stresses (threshold is 0.13)

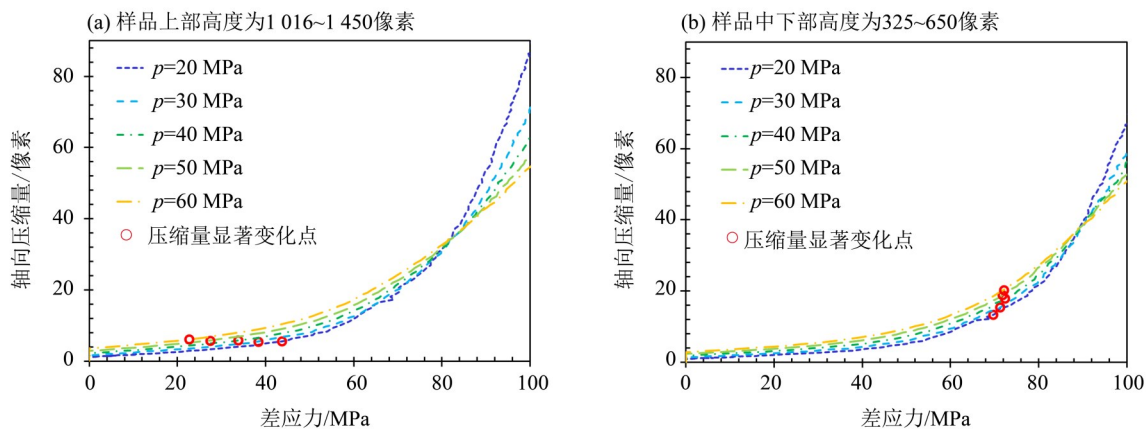


图 5 不同围压下样品轴向压缩量随差应力的变化曲线

Fig. 5 The axial compression of the upper part (a) and the lower part (b) of the sample under different confining pressures are presented as the function of the differential stress

差应力增加至一定程度(上部差应力为 81.7 MPa, 中下部差应力为 88.9 MPa)时出现相反的趋势, 与差应力-轴应变曲线相似(图 2)。

由图 5 中标记出的轴向压缩量显著变化点可知, 尽管样品上部和中下部显著压缩时的差应力随围压变化趋势相反, 但其对应的轴应变值均随

围压的增大而增大(图 2)。这意味着随围压增加, 样品上部的变形所需压力越来越低, 而样品中下部的变形所需压力则更高; 但在整体压缩量相同的情况下, 围压越小, 局部压实更容易启动。

随着围压的增加, 样品上部与中下部的轴向压缩量曲线更加相似(图 5), 这表明围压的增加将

使得样品不同位置的轴向压缩差异愈发不明显。高围压下的体积应变分布范围比低围压下的显著更大(图3),但局部的轴向压实却启动得更慢(图5),这意味着围压的增高将抑制轴向局部压缩,同时促进径向局部压缩。

不同围压下的 von Mises 应力等值面的三维分

布如图6所示,其等值面数值为 350 MPa。与应变的分布模式相似,不同围压的 von Mises 应力均在样品上部与中下部集中,但在相同的轴应变下,高围压模型内高应力值的分布范围更大,意味着围压越高,模型内部将更容易发生局部屈服。

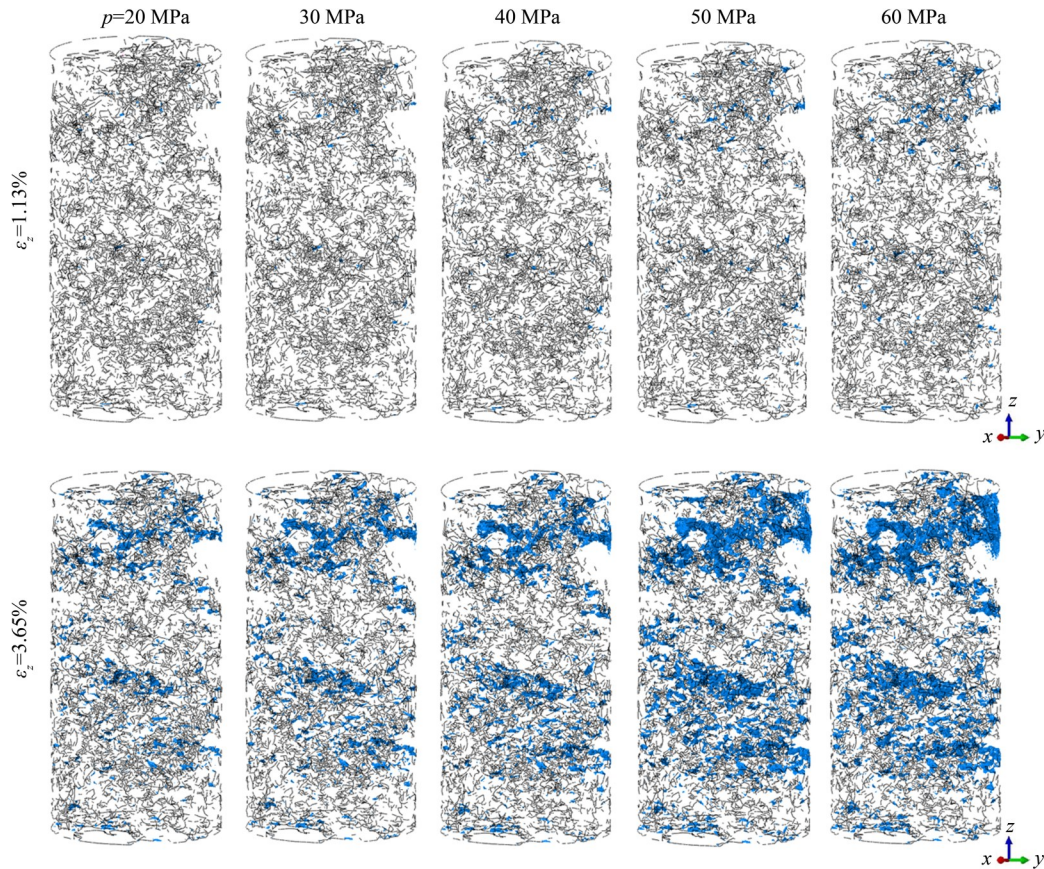


图6 不同围压下 von Mises 应力等值面三维分布(等值面阈值为 350 MPa)

Fig. 6 Three-dimensional view of the isosurface of von Mises stress at different differential stresses (threshold is 350 MPa)

2.2 局部变形特征

为了估计模型内不同位置的孔隙压缩程度,我们在样品上部、样品中下部的压实带以及样品中上部内选取了3个孔隙,分别追踪其纵向长度的变化来估计对应孔隙的轴向压缩量(图7)。孔隙1在各围压下均最早随差应力的增加发生显著轴向压缩。当围压增加时,孔隙1的压缩量曲线由指数函数型转向于线性。相较之下,位于离散压实带的孔隙2在差应力较低时各围压下的压缩量均较低。当差应力增加至 80 MPa 后,孔隙2的压缩量快速上升,表明此时发生显著轴向压缩,且压缩量随着围压的增加而变小。孔隙3在样品变形过程中的压缩量均不高,仅有在差应力达约 70 MPa 后才有较明显的压缩。

当差应力较小时,围压越高,样品内部的应力越高(图6),从而促进孔隙的压缩,这与3个局部孔隙在不同围压下的压缩表现相一致;随着差应力的增加,由于围压将限制孔隙发生径向变形,高围压下的模型需要在更高的差应力才能达到与低围压模型相同的局部孔隙压缩量,即高围压将阻碍局部孔隙发生轴向的压缩。这可能是差应力较高(高于 60~70 MPa)时其轴向压缩量均随围压的增高而减小的原因。

2.3 压实带内的应力状态

在离散压实带上选择了若干个位于固体等效介质表面上的节点并追踪其主应力大小及方向的变化情况。经过对比分析,我们将这些节点的应力状态分为3种不同的类别,并各选取了一个代表

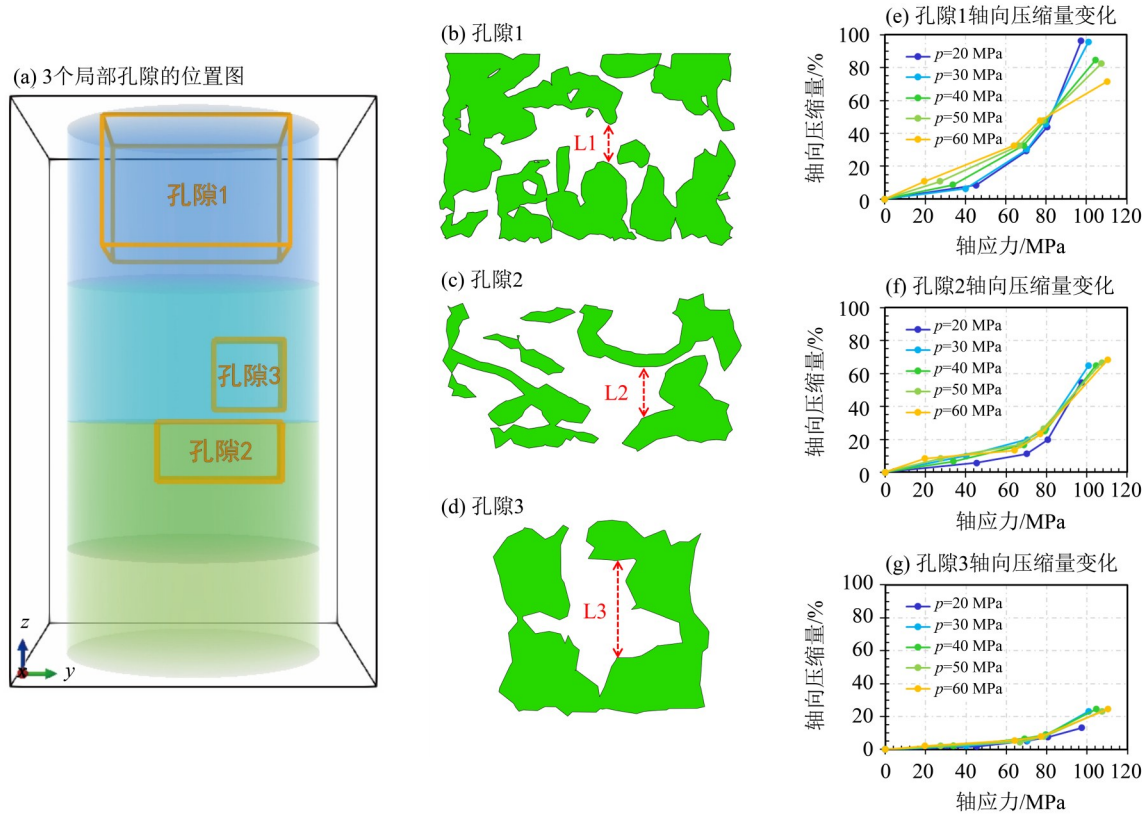


图7 局部孔隙(孔隙1、孔隙2和孔隙3)的轴向压缩量变化

Fig. 7 Axial compression of three local pores (pore 1, pore 2, and pore 3)

性节点(节点I、II和III)来表示3类应力状态在不同围压、不同轴应变下的变化。

节点I属于第一类应力状态(图8a)。不同轴应变下节点I均处于准单轴应力状态,且最大主应力 σ_1 近平行于轴向,是最容易发生压缩破坏的状态。随着围压的增加,其张性主应力(最小主应力 σ_3)数值逐渐增大,压性主应力(最大主应力 σ_1 和中间主应力 σ_2)数值逐渐减小,具有脱离准单轴应力状态的趋势。在压实带内第一类应力状态最为常见。

节点II属于第二类应力状态(图8b)。在轴应变较低(1.13%)时至少有一个张性主应力,且 σ_3 大小与压性的 σ_1 相当;当轴应变达到3.65%后转为准单轴应力状态。随着围压的增加,相较于其他两个主应力,节点II的 σ_1 相对明显地变大,准单轴应力状态更加显著。

节点III属于第三类应力状态(图8c)。在低围压下,节点III处于拉张状态,且当轴应变较高时(3.65%)会出现远高于岩石抗拉强度的 σ_3 。但随着围压升高,节点III在轴应变达到3.65%时的张性主应力的数值显著减小,且主应力方向发生了旋转。

总体而言,随着围压的增加,第一类与第二类应力状态并未发生本质上的区别,但分别具有

脱离和增强准单轴应力状态的趋势;第三类应力状态较为复杂,其主应力大小与方向均发生变化,但围压的增大将降低张性主应力的大小,更不易发生拉张破坏。

3 结论

本研究基于莱塔灰岩样品三轴压缩实验的原位动态同步加速器X射线CT图像,构建了固体基质的几何网格并通过有限元弹塑性数值模拟获取了不同围压下样品内部的应力应变信息,分析了整体及局部的变形特征,得到以下结论:

1)围压 $p=20 \sim 60$ MPa时,样品均发生非均匀变形,其内部的应变与应力均在样品的上部与中下部集中。随着围压的增加,体积应变与von Mises应力的高值分布范围增加,但等效剪切应变分布未有明显变化。

2)随着围压的增加,样品内部的轴向局部压缩将被抑制,同时径向局部压缩被增强,样品上部与中下部的压缩量差异也逐渐减小。

3)较大的围压会使压实带内大部分的节点脱离准单轴压缩状态,同时减少拉张破坏的发生。这将限制轴向压实的发生,不利于压实带的发展。

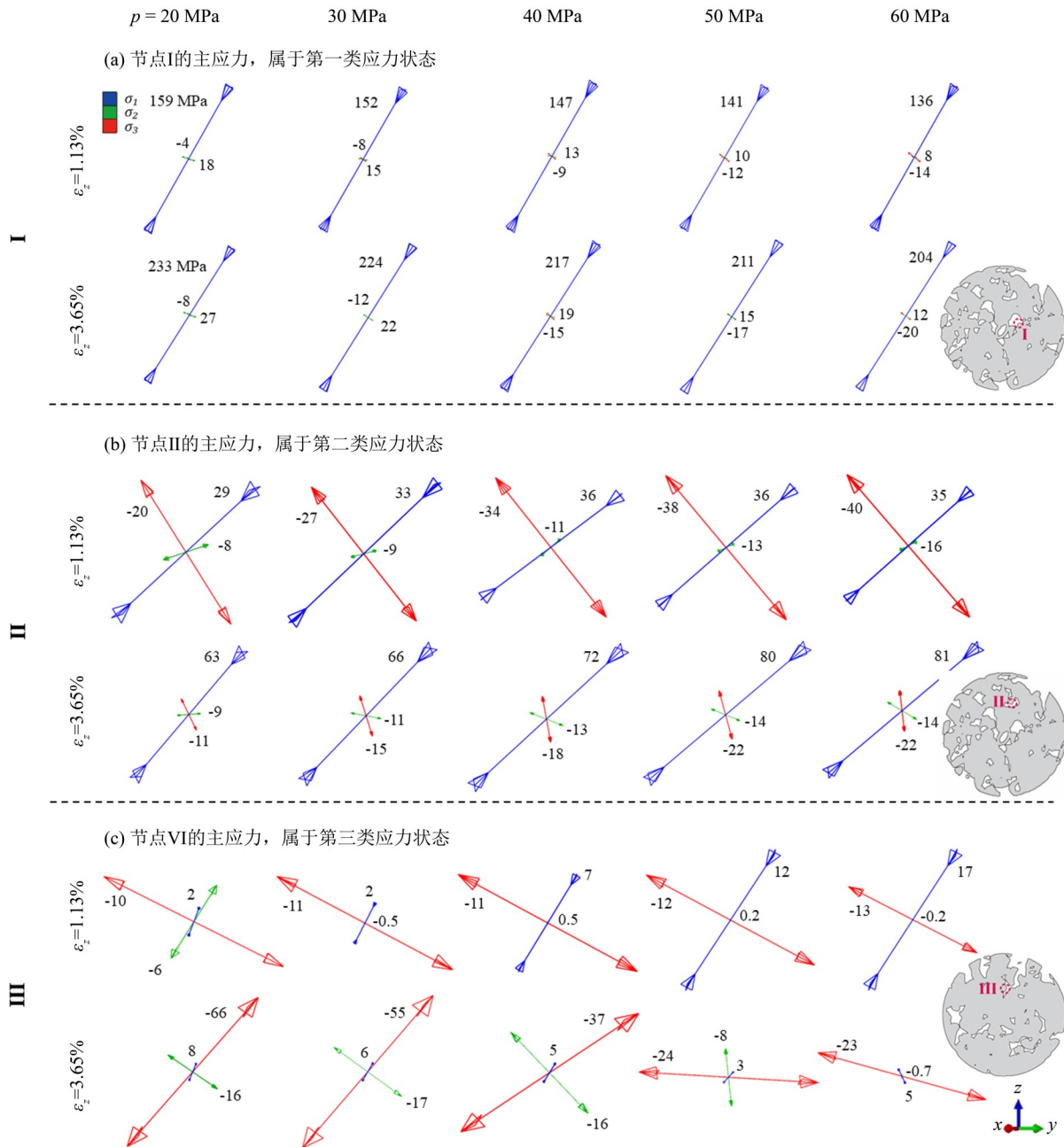


图 8 不同围压和轴应变 ε_z 下压实带内 3 个节点的主应力示意图
 Fig. 8 The principal stresses of the three nodes in the compaction band under different confining pressures and different axial strains ε_z .

参考文献:

席道瑛, 杜赞, 李廷, 等, 2008. 高孔岩石中局部变形带的理论和形成条件研究进展[J]. 岩石力学与工程学报, 27(S2): 3888-3898.

ABDALLAH Y, SULEM J, BORNERT M, et al, 2021. Compaction banding in high-porosity carbonate rocks: 1. Experimental observations [J]. J Geophys Res Solid Earth, 126(1): e2020JB020538.

AYDIN A, BORJA R I, EICHHUBL P, 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock[J]. J Struct Geol, 28(1): 83-98.

BAUD P, EXNER U, LOMMATZSCH M, et al, 2017a. Mechanical behavior, failure mode, and transport properties in a porous carbonate: Mechanical behavior of porous limestone [J]. J Geophys Res Solid Earth, 122(9): 7363-7387.

BAUD P, MEREDITH P, TOWNEND E, 2012. Permeability evolution during triaxial compaction of an anisotropic porous sandstone [J]. J Geophys Res Solid

- Earth, 117(B5): B05203.
- BAUD P, SCHUBNEL A, HEAP M, et al, 2017b. Inelastic compaction in high-porosity limestone monitored using acoustic emissions: Compaction in limestone monitored by AE [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 122(12): 9989–10008.
- CHEN X, ROSHAN H, LV A, et al, 2020. The dynamic evolution of compaction bands in highly porous carbonates: the role of local heterogeneity for nucleation and propagation[J]. *Prog Earth Planet Sci*, 7(1): 28.
- CILONA A, FAULKNER D R, TONDI E, et al, 2014. The effects of rock heterogeneity on compaction localization in porous carbonates [J]. *J Struct Geol*, 67: 75–93.
- FORTIN J, STANCHITS S, DRESEN G, et al, 2006. Acoustic emission and velocities associated with the formation of compaction bands in sandstone [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 111(B10): B10203.
- FOSSEN H, SCHULTZ R A, SHIPTON Z K, et al, 2007. Deformation bands in sandstone: A review [J]. *J Geol Soc*, 164(4): 755–769.
- HOLCOMB D J, OLSSON W A, 2003. Compaction localization and fluid flow [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 108(B6): 2290.
- HOLCOMB D, RUDNICKI J W, ISSEN K A, et al, 2007. Compaction localization in the Earth and the laboratory: state of the research and research directions [J]. *Acta Geotech*, 2(1): 1–15.
- HUANG L, BAUD P, CORDONNIER B, et al, 2019. Synchrotron X-ray imaging in 4D: Multiscale failure and compaction localization in triaxially compressed porous limestone [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 528: 115831.
- HUANG W, MENG F, LIU J, et al, 2024. Development of compaction localization in leitha limestone: Finite element modeling based on synchrotron X-ray imaging [J]. *J Geophys Res Solid Earth (Under revision)*
- JIN H, TANNER R I, 1993. Generation of unstructured tetrahedral meshes by advancing front technique [J]. *Int J Numer Meth Eng*, 36(11): 1805–1823.
- LIU Y, SUN W, YUAN Z, et al, 2016. A nonlocal multiscale discrete-continuum model for predicting mechanical behavior of granular materials [J]. *Int J Numer Meth Eng*, 106(2): 129–160.
- LÖHNER R, PARIKH P, 1988. Generation of three-dimensional unstructured grids by the advancing-front method [J]. *Int J Numer Meth Fluids*, 8(10): 1135–1149.
- MARKETOS G, BOLTON M D, 2009. Compaction bands simulated in discrete element models [J]. *J Struct Geol*, 31(5): 479–490.
- MIRONE A, BRUN E, GOUILLART E, et al, 2014. The PyHST2 hybrid distributed code for high speed tomographic reconstruction with iterative reconstruction and a priori knowledge capabilities [J]. *Nucl Instrum Meth Phys Res B*, 324: 41–48.
- OLSSON W A, HOLCOMB D J, RUDNICKI J W, 2002. Compaction localization in porous sandstone: Implications for reservoir mechanics [J]. *Oil Gas Sci Technol*, 57(5): 591–599.
- PATERSON M S, WONG T F, 2005. Experimental rock deformation—The brittle field [M]. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag.
- RENARD, 2019. Synchrotron X-ray imaging in 4D: Multiscale failure and compaction localization in triaxially compressed porous limestone [DB]. Norstore.
- RUTQVIST J, 2012. The Geomechanics of CO₂ storage in deep sedimentary formations [J]. *Geotech Geol Eng*, 30(3): 525–551.
- SAMMIS C G, ASHBY M F, 1986. The failure of brittle porous solids under compressive stress states [J]. *Acta Metall*, 34(3): 511–526.
- SHAHIN G, VIGGIANI G, BUSCARNERA G, 2020. Simulating spatial heterogeneity through a CT-FE mapping scheme discloses boundary effects on emerging compaction bands [J]. *Int J Solids Struct*, 206: 247–261.
- STERNLOF K R, KARIMI-FARD M, POLLARD D D, et al, 2006. Flow and transport effects of compaction bands in sandstone at scales relevant to aquifer and reservoir management [J]. *Water Resour Res*, 42(7): W07425.
- VAJDOVA V, BAUD P, WU L, et al, 2012. Micromechanics of inelastic compaction in two allochemical limestones [J]. *J Struct Geol*, 43: 100–117.
- VERMEER P A, De BORST R, 1984. Non-associated plasticity for soils, concrete and rock [J]. *Heron*, 29(3): 51–64.
- WANG B, CHEN Y, WONG T F, 2008. A discrete element model for the development of compaction localization in granular rock [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 113(B3): B03202.
- WONG T F, BAUD P, 2012. The brittle-ductile transition in porous rock: A review [J]. *J Struct Geol*, 44: 25–53.
- WONG T f, DAVID C, ZHU W, 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: Mechanical deformation [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 102(B2): 3009–3025.
- WU H, GUO N, ZHAO J, 2018. Multiscale modeling and analysis of compaction bands in high-porosity sandstones [J]. *Acta Geotech*, 13(3): 575–599.
- ZHAO J, GUO N, 2015. The interplay between anisotropy and strain localisation in granular soils: A multiscale insight [J]. *Geotechnique*, 65(8): 642–656.