



深部咸水层 CO₂ 封存的热-水-力模型研究

魏子俊^{1,2}, 高科^{2*}

1. 哈尔滨工业大学环境学院, 哈尔滨 150001;
2. 南方科技大学地球与空间科学系, 广东 深圳 518055

第一作者, E-mail: 12149021@mail.sustech.edu.cn

* 通信作者, E-mail: gaok@sustech.edu.cn

2024-12-19 收稿; 2025-03-25 修回; 2025-03-26 接受

基金项目: 深圳市科技计划项目(JCYJ20220530113612028); 广东省基础与应用基础研究基金(2023A1515011244); 广东省地球物理高分辨率成像技术重点实验室资助项目(2022B1212010002)

中图分类号: P642; X701

文章编号: 2096-8523(2025)04-0129-13

doi: [10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240772](https://doi.org/10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240772)

摘要: 碳捕获与储存技术对缓解全球气候危机至关重要, 深部咸水层因巨大储存潜力成为首选储存地点。然而, CO₂ 受浮力作用易通过裂缝或断层向地面逃逸。因此, 研究 CO₂ 注入对天然断层影响以及断层活化对 CO₂ 迁移的反馈效应意义重大。构建了完全耦合的两相热-水-力模型, 以模拟 CO₂ 注入、断层失效与羽流传播间相互作用。研究表明: ①断层激活后渗透率分布呈显著二分性, 且高渗区形成与孔隙压力场时空演化紧密耦合, 率先失效区域促进孔压释放并抑制了断层进一步活化, 使断层呈局部激活特征。②CO₂ 迁移范围与岩体冷却区域不等价, 羽流逸散快速而广袤, 经 2 a 注入羽流前缘可达 1500 m; 温度场扩散缓慢且集中, 经 20 a 注入冷却区域仅 200 m, 受限温度场不易诱使断层活化, 利于碳封存长期安全。③断层构型对封存安全性具有重大影响, 以逆断层封闭性能最佳, 正断层最劣, 走滑断层介于两者之间, 逆断层对 CO₂ 有效封存量比正断层高出约 25%。建立的含损伤行为的两相热-水-力模型鲁棒性良好, 能准确刻画断层渐进失效与羽流迁移的复杂交互机制, 为碳封存工程长期安全性评估提供了理论与技术支撑。

关键词: CO₂ 地质封存; 断层活化; CO₂ 泄露风险; 热-水-力模型; 数值模拟; 深部咸水层

过去 50 a 间, 全球平均气温上升很可能归因于大气中人为排放的温室气体浓度的增加, CO₂ 地质封存被认为是一种应对全球变暖的有效策略^[1]。据预测, 至 2060 年我国碳捕获与储存(CCS)减排需求约 23.5 亿 t^[2]。将 CO₂ 注入深部咸水层、枯竭油气藏^[3]或不经济煤层为减轻温室气体排放的重要潜在方法^[4]。其中, 深部咸水层具有最大的已探明储存潜力, 并且其分布比碳烃储层更广泛^[1], 使其成为大规模 CCS 活动的首选储存地点。原则上, 碳封存选址应规避大型断层及裂缝发育区, 以降低 CO₂ 泄漏风险。然而, 自然地层中断层与裂缝普遍发育。例如, 在 1997 年意大利北部的 Umbria-Marche 地震序列

中, 观察到 CO₂ 沿断层带泄漏, 且认为加压的 CO₂ 源是诱发地震的主因^[5]。另外, 在阿尔及利亚的 In Salah 场地, 也观测到 CO₂ 注入引发的地质力学响应, 其中 CO₂ 沿断层带流动了数公里^[6-7]。在我国, 郑长远等^[8]通过场地研究揭示出西宁盆地南部地区天然 CO₂ 的多形式泄漏特征及其对浅部含水层的响应, 指出 CO₂ 可通过深部断层泄漏至浅部承压含水层, 并与地下水一起径流、排泄或在浅部二次聚集, 为泄漏风险评价提供了宝贵的天然类比资料。与此同时, 由于注入的 CO₂ 和储层盐水之间存在显著密度差异(在深部咸水层封存条件下, CO₂ 密度为 250 ~ 800 kg/m³^[9], 而盐水密度可能超过 1200 kg/m³^[10]), 因

著录信息: 魏子俊, 高科. 深部咸水层 CO₂ 封存的热-水-力模型研究 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(4): 129-141.

WEI Zijun, GAO Ke. CO₂ sequestration in deep saline aquifers with integrated thermo-hydro-mechanical model [J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(4): 129-141.

此 CO₂ 注入地下后受浮力作用易向地面逃逸,并形成广泛的羽流分布。对于工业规模封存,CO₂ 羽流范围可能达到 100 km²[11-12]。在如此大范围内,难以完全规避主要断层或裂缝发育区。因此,研究 CO₂ 注入对断层行为的影响以及断层活化带来的反馈效应,对于评估 CCS 活动的安全性具有重要意义。

本质上,CO₂ 地质封存耦合断层活化是一个复杂的多相多场问题。为了精确捕捉 CO₂ 羽流迁移模式,必须计算多相渗流场。同时,另需纳入结构变形和应力场的分析,以确定断层是否活化。此外,CO₂ 热物性对温度表现出强依赖性,而注入 CO₂ 与原位储层之间存在显著温差,进一步为该问题增添了额外复杂性[13]。例如,随着 CO₂ 在地层中不断迁移,不同深度下的地温变化可能触发 CO₂ 的相态转变[14-15]。同时,由温差引起的热应力也会对断层滑移和地震活动产生潜在影响[16-18]。因此,考虑断层活化的 CO₂ 封存问题需要开展耦合的热-水-力建模。在这方面,RUTQVIST 等[4] 早期采用顺序耦合方法结合 TOUGH2 和 FLAC 进行了开创性工作。随后,CAPPA 等[19] 利用“TOUGH2+FLAC”开发了水-力耦合模型,发现有限厚度单元和各向同性塑性方法能准确表征断层水力行为。罗亚南等[20] 借助“TOUGH2-ECO2N”在圈闭良好的水热型地热储层开展了 CO₂ 随灌的研究,认为在保证地热开采经济效益的同时,通过优化的操作参数设计可延缓 CO₂ 突破并增强封存效果。FU 等[21-22] 通过构建耦合的热-水-力压裂模型“GEOS”,研究了 CO₂ 注入引起的裂缝扩展,指出在合理刺激条件下,裂缝生长能提供更大储存容积进而提高存储效率,但需精确控制压力以防止盖层破裂。LUU 等[23] 开发了水-力耦合模型,分析了 Illinois 盆地中 CO₂ 注入诱发的地震活动,其结论进一步强调了岩体孔隙弹性应力变化的重要性。

鉴于多相多组分问题的复杂性,通常做法依赖于组合多种专用模拟器,例如“TOUGH2+FLAC”或“MUFITS+FLAC”耦合模拟器[24]。然而,不同软件之间相互调用可能导致求解效率低下。具体而言,TOUGH2 在计算渗流场时,采用有限体积法进行空间离散,物理场信息储存在单元中心;而 FLAC 在计算应力场时,采用有限差分法进行空间离散,物理场信息储存在单元节点[4,25]。因此,从 TOUGH2 往 FLAC 传参,需要对单元中心的信息做外插,以分配至相应的单元节点;对应地,从 FLAC 往 TOUGH2 传参,需要对单元节点的信息做内插,以分配给相应的单元中心[4]。这一流程对 2 套物理场(渗流场和应力场)

的网格相容性做出了要求[4,25]。上述这种连接不同模拟器的解决方案集成度不高,且存在冗余计算的问题(不间断地进行网格数据的内插和外插本身并不能提供更多的物理场信息)。同时,不同软件之间的连接需要用户自行编写接口程序,以调用各自软件功能,这无疑增加了建模实现的难度。相较之下,笔者利用 COMSOL Multiphysics® 平台构建了一个耦合且集成的多相热-水-力模型,系统所涉及控制方程组均通过 COMSOL Multiphysics® 构建并求解。与 TOUGH2 和 FLAC 相比,COMSOL 采用统一的有限元法进行空间离散(物理场信息统一储存在单元节点上),这一特性有效避免了因采用不同离散化方法而引发的网格和数据信息转换的复杂流程。

此外,鉴于断层泄漏动力学与断层几何特征之间的紧密联系[26],本研究对比了不同断层构型下的激活区域特征,并进一步分析了这些区域在目标储层间建立有效水力连接的可能性;着重探讨了不同断层类型下 CO₂ 泄漏风险和封存效率的差异,旨在揭示不同构型断层中复杂且差异化的泄漏路径形成机制,并为理解 CO₂ 在地下结构中的运移规律提供新的视角。

1 方法

1.1 系统控制方程

将 CO₂ 注入咸水层时,将形成 CO₂ 富集相和盐水相的两相系统。在通常储层条件下,CO₂ 的溶解度约为 5%[27],另外不足 1%[10] 的盐水会蒸发进入 CO₂ 富集相。本研究忽略了盐水的蒸发效应,同时鉴于 CO₂ 溶解对孔隙压力和断层应力状态的影响可以忽略[16],据此,两相系统的控制方程可简化为[10]:

$$\frac{\partial(\rho_i s_i \phi)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_i u_i) = Q_i, \quad i = 1, 2, \quad (1)$$

式中: ρ_i 为相 i 的密度($i=1$ 表示 CO₂, $i=2$ 表示盐水), kg/m³; s_i 为相 i 的饱和度; ϕ 为孔隙度; t 为时间, s; Q_i 为相 i 的质量源汇, kg/m³/s。 u_i 为渗流速度, u_i 由扩展的达西定律确定:

$$u_i = -\frac{k_r}{\mu_i} \mathbf{K} \cdot (\nabla p_i - \rho_i \mathbf{g}), \quad (2)$$

式中: \mathbf{K} 为多孔介质的绝对渗透率张量, m²; k_r 表示相 i 的相对渗透率; μ_i 为相 i 的动力黏度, Pa·s; p_i 为相 i 的流体压力, Pa; \mathbf{g} 为重力加速度向量, $\mathbf{g}=(0, 0, -9.8)$ m/s²。

为求解方程(1),需额外补充一组辅助方程:

$$s_1 + s_2 = 1, \quad (3)$$

$$p_c = p_n - p_w, \quad (4)$$

式中: s_1 为 CO₂ 富集相的饱和度; s_2 为盐水相的饱和度; p_c 为毛细管压力, Pa; p_n, p_w 分别为非润湿相和润湿相的流体压力, Pa。在 CO₂-盐水系统中, CO₂ 富集相为非润湿相。本研究采用了 VAN GENUCHTEN^[28] 分析模型来确定毛细管压力大小:

$$\bar{s}_i = (s_i - s_{ri}) / \left(1 - \sum_{j=1}^N s_{rj} \right), \quad p_c = p_{ec} (\bar{s}_w^{-1/m} - 1)^{1-m},$$

$$k_{r_{sw}} = (\bar{s}_w)^l [1 - (1 - (\bar{s}_w)^{1/m})^m]^2, \quad k_{r_{sn}} = (\bar{s}_n)^l (1 - \bar{s}_w^{1/m})^{2m} \quad (5)$$

式中: \bar{s}_i 为每相的有效饱和度; s_{ri} 为每相的残余饱和度; p_{ec} 为毛细管入口压力, Pa; $k_{r_{sw}}, k_{r_{sn}}$ 分别表示润湿相和非润湿相的相对渗透率; m, l 均为模型本构常数。

基于热孔隙弹性理论, 考虑了结构变形和温度变化对孔隙压力场的影响, 方程(1)中的体积源项 Q_i 具有以下形式^[29]:

$$Q_i = -\rho_i b \frac{\partial \varepsilon_{vol}}{\partial t} + 3\rho_i \alpha_m \frac{\partial T}{\partial t} + q_i, \quad (6)$$

式中: b 为比奥系数; ε_{vol} 为体积应变; T 为温度, K; $\alpha_m = \phi \sum \alpha_{fi} s_i + (1 - \phi) \alpha_s$, 为岩体的线热膨胀系数, 1/K; α_s, α_{fi} 分别表示固相和第 i 相流体的线热膨胀系数, 1/K; q_i 为外部源汇项, kg/m³/s。

而在准静态假设下, 系统的动量守恒方程可表示为:

$$\nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \rho_m \mathbf{g} = \mathbf{0}, \quad (7)$$

式中: $\boldsymbol{\sigma}$ 为总应力张量, Pa; ρ_m 为饱和岩体密度, $\rho_m = \phi \sum \rho_{fi} s_i + (1 - \phi) \rho_s$, kg/m³; ρ_s 与 ρ_{fi} 分别为固相基质和第 i 相流体的密度, kg/m³。

根据胡可定律和有效应力原理, 总应力张量有以下形式^[29]:

$$\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{C} : (\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{\varepsilon}_{th}) - bp\mathbf{I}, \quad (8)$$

式中: \mathbf{C} 为岩体排水刚度矩阵, Pa; $\boldsymbol{\varepsilon}$ 为总应变张量; $\boldsymbol{\varepsilon}_{th} = \alpha_m (T - T_0) \mathbf{I}$ 为热应变张量; T, T_0 分别为当前温度和初始温度, K; \mathbf{I} 为单位矩阵; $p = \sum p_i s_i$, 为总流体压力, 取自两相流体压力对饱和度加权平均, Pa。

另外, 基于局部热平衡理论, 系统能量守恒方程具有以下形式^[30-31]:

$$(\rho C_p)_{eff} \frac{\partial T}{\partial t} + \sum_i (\rho_{fi} C_{p,fi} u_i \cdot \nabla T) + \nabla \cdot (-k_{eff} \nabla T) = Q_h, \quad (9)$$

式中: $(\rho C_p)_{eff} = \phi \sum \rho_{fi} C_{p,fi} s_i + (1 - \phi) \rho_s C_{p,s}$, 表示岩体等效体积热容, J/kg/K; $C_{p,s}, C_{p,fi}$ 分别代表固相和第 i 相流体的等压热容, J/kg/K; k_{eff} 为岩体等效热导率, $k_{eff} = \phi \sum k_{fi} s_i + (1 - \phi) k_s$, W/m/K; k_s, k_{fi} 分别代表固相和第 i 相流体热导率, W/m/K; Q_h 为热源项, W/m³。

由于 CO₂ 热物性对温压非常敏感, 且其三相点 ($T=31.1^\circ\text{C}, p=7.37\text{ MPa}$) 在储层环境下容易达到。因此, 全耦合模型另需纳入描述流体热物性的状态方程。本研究采用了 SPAN-WAGNER 基准模型^[32] 评估 CO₂ 密度, 美国国家标准与技术研究院 (NIST) 公布了“REFPROP”数据集用于计算流体热物性: <https://webbook.nist.gov/cgi/fluid.cgi?ID=C124389&Action=Page>。为确定 CO₂ 热物性随温压的变化, 本研究将“REFPROP”数据集导入至 COMSOL Multiphysics[®] 并生成了关于温度和压力的插值函数。

1.2 断层力学性质及渗透性演化描述

研究表明流体增压导致的岩体抗剪强度降低是触发断层滑移的关键因素之一, 断层临界应力状态可以通过经典的莫尔-库仑准则进行评估^[33]:

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos \theta$$

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin \theta \quad (10)$$

式中: τ 为作用于断层的剪应力, Pa; σ_n 为作用于断层的正应力, Pa; θ 为材料内摩擦角, ($^\circ$); σ_1, σ_3 分别表示最大和最小主应力, Pa。

应力符号遵循弹性力学标准约定: 正值表示受拉, 负值表示受压。断层抗剪强度遵循静摩擦律:

$$\tau_c = c - \mu_s \sigma_n, \quad (11)$$

式中: c 为材料内聚力, Pa; μ_s 为静摩擦系数, 满足 $\mu_s = \tan \theta$ 。

当应力状态满足条件 $\tau_c \leq \tau$ 时, 表明断层相应区域被激活。

除了上述断层活化的判别准则外, 另存在多种描述断层渗透率的本构模型。断层几何建模根据处理方式可分两类: 一类忽略断层厚度, 采用立方定律描述渗透率^[34-35], 但这种方法无法表征断层损伤区与断层核心间的非均质性^[36]; 另一类则考虑断层厚度, 进行显式网格剖分, 并在渗透率和孔隙度之间建立联系^[19, 24], 本研究采用后者。现场断层激活实验与监测表明, 断层活化前后渗透性可能差异显著。GUGLIELMI 等^[37] 在场地实验中发现, 初始低渗透岩断层激活后出现显著流体泄漏, 其渗透率急剧增

大2~5个数量级;同时指出基于剪切滑移及剪切膨胀的机理分析无法解释所观测到的显著泄漏现象。NGUYEN等^[38]在Mont Terri地下实验室进行了注水试验和数值模拟,发现随着注入压力增加,注入点附近断层伴随剪切破坏和渗透率的急剧增加;同时认为只有引入增强因子,其模拟结果才能与现场监测结果较好地匹配。鉴于基于孔隙度的简单模型无法捕捉断层活化引起的渗透率阶跃变化,笔者结合了GUGLIELMI等^[34]和CHIN等^[39]的工作,在活化发生时应用了一个固定增强因子。基于此,断层活化行为可通过下述渗透率模型来表征^[24,34,39]:

$$\begin{aligned} \phi &= 1 - (1 - \phi_0)e^{-A \times \varepsilon_{vol}} \\ k &= k_0 \left(\frac{\phi}{\phi_0} \right)^n, \text{ 激活前} \\ k &= E_n \times k_0 \left(\frac{\phi}{\phi_0} \right)^n, \text{ 激活后。} \end{aligned} \quad (12)$$

式中: ϕ_0 为初始孔隙度; k_0 为初始渗透率, m^2 ; ϕ , k 分别为当前孔隙度和渗透率; E_n 为断层渗透率增强因子; A 为体积应变放大因子,用于突出结构变形对渗透率场的影响^[24]。

计算过程对断层区域剖分了网格,并进行了逐点的应力判断以指示断层的渐进失效过程。当断层区域相应点位的应力状态达到临界状态后,对应点位被激活,渗透率增强因子开始发挥作用并改变对应点位的渗透率。需要指出的是,“增强因子”的引入^[34,38]源于断层渗透率演化的物理机制尚不清晰,因此在实际场地评估中应用上述本构模型时,仍需进一步校准以确定参数取值。

为模拟CO₂在咸水层中的封存,上述控制方程组(1~12)均于COMSOL Multiphysics[®]上构建并采用了全耦合求解方案。COMSOL是一款基于偏微分方程的通用数值求解器,用户可写入自定义偏微分方程,并定义特有的本构关系^[40],例如专用的断层渗透率模型。本研究采用了牛顿迭代法求解上述方程组,最大迭代次数限制为10次,并采用严格容差(1×10^{-4})作为收敛限制。方程时间离散采用了全隐式的一阶向后差分方案,求解器采用了自适应时间步进算法,最大时间步长限制为0.1 a。

1.3 数值验证

为了检验所建数值模型的精度,与解析模型进行了对比验证,解析模型示意如图1所示。一维非等温热固结模型^[41]研究对象为饱和土,土体顶面同时受到外部荷载和加热作用。该模型描述了土体在应力加载和受热共同作用下,孔隙压力逐渐消散

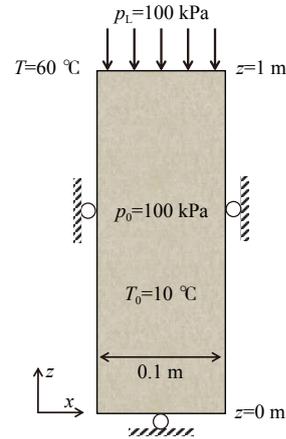


图1 非等温热固结模型及其边界条件示意 (p_L : 外部荷载; T : 顶面温度; p_0 , T_0 : 初始压力、温度; z : z 轴坐标轴;下同)
Fig.1 Schematic diagram of the non-isothermal thermal consolidation model and its boundary conditions

和土体逐渐压实的过程。土体初始位移为零,初始孔隙压力等于外部荷载。模型边界条件为:对于渗流场,模型底部和侧边界为隔水边界,顶部为零压力排水边界;对于位移场,底部和侧边界为辊支承边界(约束法向位移),顶部为应力边界条件;对于温度场,顶部为狄利克雷边界条件(固定温度),其余边界为绝热边界。该问题解析解的具体表达式可参见白冰^[41]的研究。图2比较了土体不同位置处的孔隙压力、垂向位移和温度随时间的变化,其中虚线代表数值解,实线代表解析解,对比结果表明数值解与解析解吻合良好,验证了所建立热-水-力耦合模型的可靠性。数值计算中所采用参数及其详释如表1所示。

2 模型描述

为探究CO₂注入诱发的不良机械过程形成机制,构建了被断层横穿的二维多层储层模型^[24,26],其中断层区域被红色标识,如图3所示。关于断层的初始状态,若地质勘探表明断层是开放的且具有较高渗透率,则可能需要选择更适宜的封存点位。因此,本研究假设断层初始状态是封闭的,并参考了页岩属性断层设置^[42],其初始状态拥有极低渗透率。研究重点关注CO₂注入对初始封闭断层产生的水力响应,以及断层被扰动后产生的安全性风险。此外,断层具有“中间断层核、两侧破碎带”的典型结构,二者因水力属性不同,使得整个断层区域可能作为流体流动的屏障或高渗通道^[36]。值得注意的是,断层核宽度范围通常介于几厘米至数米^[43],远小于破碎带宽度,后者可达数十米至1~2 km^[44-45]。另外,现

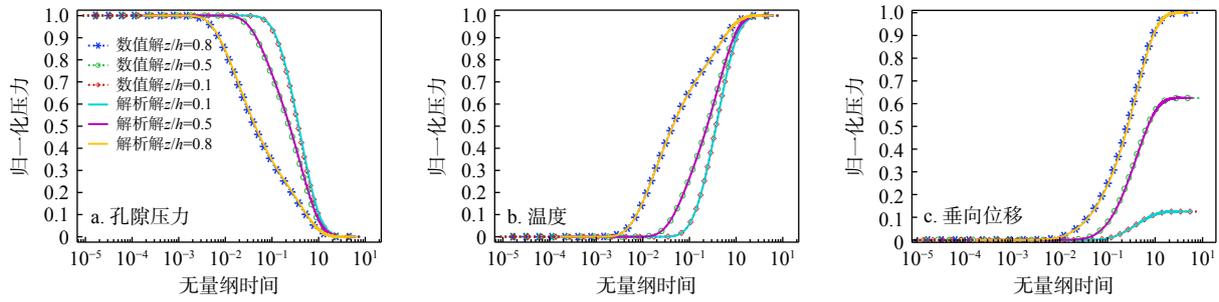
图 2 非等温热固结问题数值解与解析解比较 (h 土柱高度)

Fig. 2 Contrast between the numerical and analytical solutions for the non-isothermal consolidation model

表 1 一维非等温热固结模型采用的各物理量

Table 1 Parameters used in the one-dimensional non-isothermal thermal consolidation model

参数	取值
模型尺寸 h/m	1.0
土体热膨胀系数 α_s/K^{-1}	1.5×10^{-5}
水的热膨胀系数 α_f/K^{-1}	2.0×10^{-4}
荷载大小 p_L/Pa	1.0×10^5
弹性模量 E/Pa	6.0×10^5
泊松比 ν	0.3
比奥系数 b	1.0
土体孔隙度 ϕ	0.4
水力传导率 $K/(m \cdot s^{-1})$	2.07×10^{-9}
水的密度 $\rho_w/(kg \cdot m^{-3})$	1 000
固相密度 $\rho_s/(kg \cdot m^{-3})$	2 600
热传导系数 $k_{eff}/(W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1})$	0.5
水的比热 $c_w/(J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1})$	4 200
固相比热 $c_s/(J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1})$	800
初始孔隙压力 p_0/Pa	1.0×10^5
土体初始温度 $T_0/^\circ C$	10
外部温度 $T/^\circ C$	60

场数据与监测表明,地震发生时断层核通常会与破碎带一同破裂^[19]。因此,若非专注于探讨断层材料的非均质性对 CO₂ 泄露风险的影响,研究者通常不再对几厘米尺度的断层核心剖分网格并赋予非均质的材料属性,而是对整个断层区域采用统一的网格剖分设计^[46]。本研究遵循了这种简化设计。

图 3 中模型尺寸为 1 500 m × 600 m,涵盖从地下 1 000 ~ 1 600 m 的储层范围,地温梯度为 25 °C/km,地面温度为 10 °C。在此深度下,地层温压环境有利于 CO₂ 处于超临界状态^[9]。目标储层初始完全由咸水填充,CO₂ 初始饱和度为零,初始孔隙压力满足静水压力分布。岩体受扰动前的原位应力场分布满足:垂向应力遵循重力作用下静岩压力分布,而水平应力大小 σ_h 假设为与垂向应力 σ_v 成比例,即 $\sigma_h = 0.7\sigma_v$ 。模型边界条件为:对于渗流场,右边界

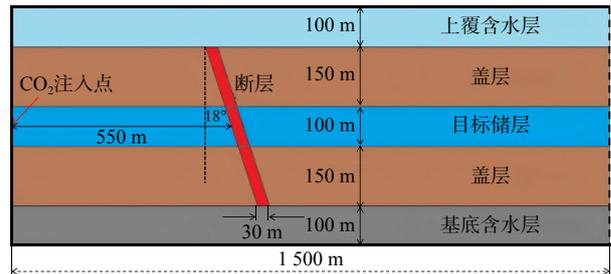


图 3 二维多层储层模型示意图

Fig. 3 Schematic diagram of the two-dimensional multi-layer reservoir model

为流出边界,采用静水压力分布,其余边界为隔水边界;对于位移场,顶部为应力边界条件,受上覆地层(密度为 2 200 kg/m³)静岩荷载,其余边界为辊支承边界;对于温度场,温度边界采用热绝缘边界,同时由于注入 CO₂ 与地层原始温度差异,在注入井处分布有点热源:

$$Q_h = C_{p,CO_2} \times M_{inj} \times (T_{inj} - T), \quad (13)$$

式中: C_{p,CO_2} 为 CO₂ 等压热容, J/kg/K; M_{inj} 为注入流量, kg/m/s; T_{inj} 为注入流体温度, K; T 为注入点处环境温度, K。

需要指出的是,当前模型是二维的,即存在一口水平井沿垂直屏幕方向布置在注入井点位(参考图 3 中 CO₂ 注入点)。由于深部井眼尺寸较小,数值模型没有进一步对井的半径结构进行几何建模和网格剖分,而是采用了点质量源替代,并借助 COMSOL 的“井接口”来实现,井眼半径设为 0.1 m。

数值计算所用参数如表 2 所示,该表详细列出了各个含水层参数。其中,弹性模量、泊松比、内聚力、内摩擦角等力学性质参数取为均质参数。非均质参数主要体现在渗流场方面,即储层、盖层以及断层的渗透率和孔隙度非均质,确保储层具有良好的渗透率以利于 CO₂ 注入,而盖层具有极低渗透率以防止 CO₂ 泄露并保证封存效果。

表2 数值计算所使用参数

Table 2 Parameters used in the numerical simulation

参数	取值
弹性模量 E/GPa	10
泊松比 ν	0.25
比奥系数 b	1.0
固相密度 $\rho_s/(\text{kg}\cdot\text{m}^{-3})$	2400
固相热容 $c_s/(\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1})$	850
固相热导率 $k_s/(\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1})$	3.0
岩体热膨胀系数 α_m/K^{-1}	5×10^{-6}
渗透率增强因子 E_n	1000 ^[34]
体应变放大因子 A	10 ^[24]
渗透率模型本构系数 n	10
断层内聚力 c/Pa	0
断层内摩擦角 $\theta/(\text{°})$	54
CO_2 注入速率 $M_{inj}/(\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1})$	0.02 ^[19]
CO_2 注入温度 $T_{inj}/\text{°C}$	10 °C
毛细管入口压力 p_{co}/kPa	200 ^[42]
毛管力模型本构系数 m	0.5
毛管力模型本构系数 l	0.5
咸水残余饱和度 s_{rw}	0.1
CO_2 残余饱和度 s_m	0
目标储层孔隙度及渗透率	$\phi=0.1; k=1\times 10^{-13} \text{m}^2$ ^[19]
盖层孔隙度及渗透率	$\phi=0.01; k=1\times 10^{-19} \text{m}^2$ ^[19]
上覆含水层孔隙度及渗透率	$\phi=0.1; k=1\times 10^{-14} \text{m}^2$
基底含水层孔隙度及渗透率	$\phi=0.01; k=1\times 10^{-16} \text{m}^2$
断层孔隙度及渗透率	$\phi=0.1; k=1\times 10^{-16} \text{m}^2$ ^[19]

3 结果与讨论

3.1 计算结果

图4描述了断层剪切应力和抗剪强度变化情况,可以看出,随着流体注入,孔隙压力增加,进而降低了断层所受的有效法向应力,导致断层抗剪强度持续降低。当抗剪强度降低到与剪应力相等时,断层将被激活。断层激活导致其渗透率显著增强(图5),随后,断层作为一个高导流通道,为孔隙压力的释放提供了条件。孔隙压力释放后,反过来又会导致有效应力的增加和断层剪切强度的逐渐恢复。

图5揭示了流体注入后断层渗透率发展过程。总体而言,断层渗透性演化可分为3个阶段:第1阶段断层激活前,由于流体注入,岩体孔隙度略有增加,导致其渗透率也缓慢增加,但由于结构变形微小,激活前渗透率增长十分有限;第二阶段,当达到临界应力状态后,断层发生失稳,其渗透性产生了阶跃;第3阶段,当断层被激活后,原本低渗的断层转化为高渗通道,孔隙压力得到释放,导致部分弹性应变得到恢复,这进一步降低了孔隙度,进而导致断层渗透率

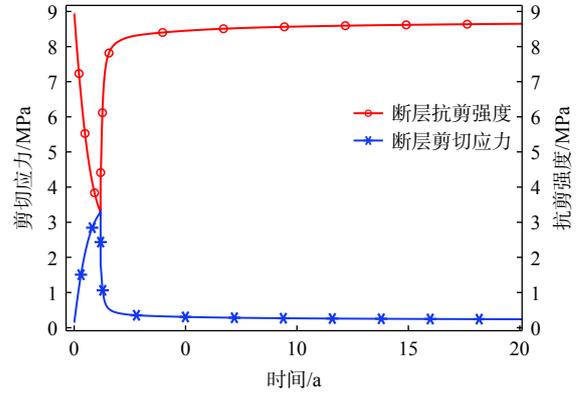


图4 断层剪切应力和抗剪强度历史曲线

Fig. 4 Historical curves of fault shear stress and shear strength

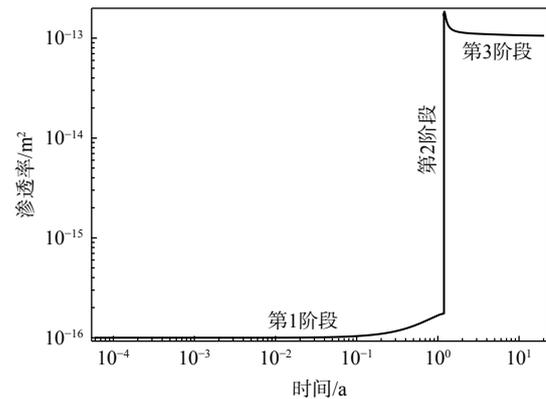


图5 断层渗透率随时间的演化

Fig. 5 Evolution of the fault permeability over time

在一定程度上有所降低,但仍然远高于激活前的渗透率(图5)。

图6显示了断层活化前后孔隙压力场分布。断层激活前($t=1.18 \text{a}$),初始低渗透页岩断层起到屏障作用, CO_2 注入区孔隙压力增至高压,形成明显憋压区,孔隙压力增量 Δp 高达20 MPa。需要指出的是,这一高压区的形成不仅与当前 CO_2 的注入速率($0.02 \text{kg}/\text{m}^3$)有关,还受到数值模型边界条件的限制。注入储层区域被上下限定层封闭,同时,流体的侧向移动受到低渗透断层的阻挡,因此形成了一个被地质构造圈闭的流体区域。该区域内的流体压力易形成较高憋压,进而可能诱使断层失稳。同时,图6还显示断层活化后,由于其渗透率显著增强,累积的高压逐渐消散,孔隙压力开始传播至右侧储层和上覆含水层。

图7展示了断层激活前后, CO_2 注入诱发的结构变形。需要指出的是,在分析流体注入带来的影响时,需要考量地应力平衡关系。具体来说,岩体在初边值条件下,存在一个初始位移场——解1(笔者将这个解在COMSOL中记录并存储下来);它反映

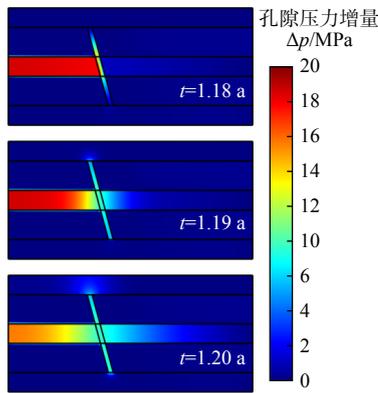


图6 断层激活对孔隙压力场的影响

Fig. 6 Influence of fault activation on pore pressure field

了没有流体注入时,在原有地应力和边界条件作用下的地层变形。随后,计算流体注入后的位移场——解2,该位移场包含了流体注入以及原有地应力共同导致的变形。通过解2减去解1,可以得到流体注入带来的扰动或影响,该扰动位移场直接反映了流体注入对地层变形的影响。图7显示,在断层激活之前,注入区体积应变逐渐增大,模型顶部边界出现抬升。断层激活后,随着孔隙压力释放,注入区体积应变($\Delta\varepsilon_{vol}$)开始减小,并且在冷却效应作用下,井口周围出现了负体积应变。此外,观察到在断层激活后(图7中 $t=1.2$ a),随着流体沿断层涌入上覆盖水层,上覆盖水层局部区域的体积应变明显增大,并出现显著的顶面隆起。

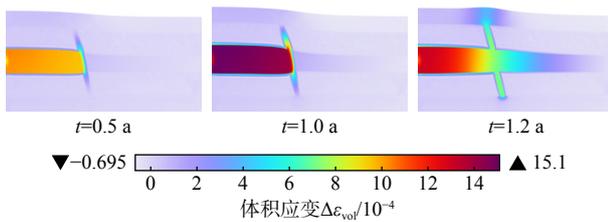
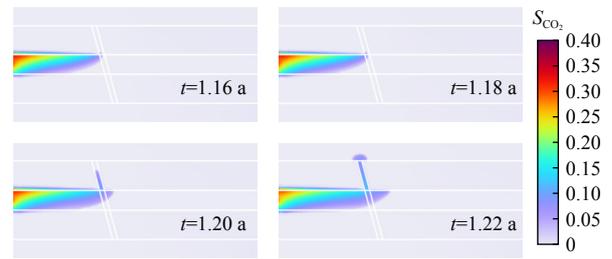
图7 CO₂ 注入引起的地层变形Fig. 7 Structural deformation caused by CO₂ injection

图8揭示了断层激活对CO₂扩散速度的影响,其中断层激活时刻约为1.19 a。从1.16 a至1.18 a,可以看到此时CO₂前缘已经触及断层带,但未被激活的低渗透断层作为一个屏障,将CO₂圈闭在注入区域,CO₂扩散缓慢,CO₂饱和度场的变化很不明显。然而,断层激活后,从1.18 a至1.20 a,CO₂羽流前缘有显著扩展,可以看到明显的CO₂沿断层爬升并逐渐泄露至上覆盖水层的过程。断层激活显著加速了CO₂到达软弱带的过程,并增加了沿断层泄露的风险。

图9展示了整个注入周期内(20 a)CO₂羽流的迁移路径。CO₂注入储层后,逐渐沿激活的断层扩

图8 断层激活对CO₂羽流扩散速度的影响(S_{CO_2} 为CO₂饱和度,下同)Fig. 8 Accelerating diffusion process of CO₂ plumes at the moment of fault activation

散,CO₂运移至储层与盖层交界面时,由于盖层渗透率极低,CO₂难以扩散进入上覆盖层,导致CO₂集中堆积在盖层下方,形成高浓度区。

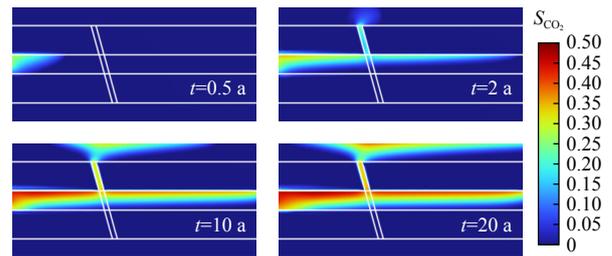
图9 注入周期内CO₂饱和度场分布Fig. 9 Evolution of CO₂ saturation field during the injection cycle

图10展示了最终的温度场分布以及CO₂密度分布。初始时,地层温度在35~50℃之间。图10a显示,由于注入流体相较于储层原位温度更冷,注入井附近围岩被冷却至注入流体温度(10℃),指示低温区集中分布在注入井附近,并未与断层接触,温度场冷却范围覆盖了半径约200 m的区域。VILARRASA等^[47]曾报道在数十年的工业级别CO₂连续注入后,岩体冷却区域达数百米,与本研究模拟结果相一致。总体而言,CO₂注入咸水层储层所能形成的低温区延展范围相对有限,这与其广袤的逸散范围形成鲜明对比(图9显示,CO₂羽流在 $t=2$ a时即迁移了1500 m),上述尺度差异表明不能将CO₂羽流迁移区域与岩体受冷区域建立等价联系。由于冷却效应可以降低岩体有效应力并加剧断层失稳风险,图10a中所呈现的受限冷却效应对CO₂封存而言是有利的——除非注入井恰好临近断层,否则断层稳定性不易受到冷却效应的直接影响。这种在咸水层中封存CO₂形成的独特温度场机制,有助于保证CCS活动的长期安全。图10b揭示了CO₂密度分布和相应相态,反映出CO₂热物性对于温度的强敏

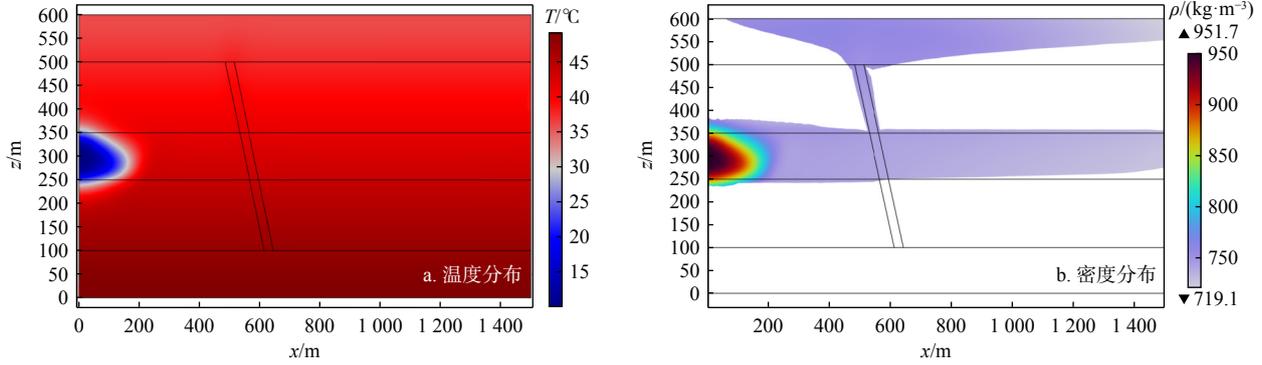


图 10 注入周期下储层最终温度场和 CO₂ 密度分布

Fig. 10 Final distribution of the temperature field and CO₂ density during the injection cycle

感性,并指示出 CO₂ 于咸水层中的状态并不总是维持在超临界态。具体而言,在注入井周围,CO₂ 更倾向于以液态存在,密度为 951.7 kg/m³;随着 CO₂ 在地层中运移,其逐渐被加热至超临界状态,密度衰减至 719.1 kg/m³,衰减量达 24.4%。

上文描述了 CO₂ 在 20 a 注入周期内的演化过程。图 11 给出了停泵 60 a 后的羽流长期演化,清晰地表明活化断层构成了 CO₂ 长期安全的不稳定因素。图 11 中模式表明,受浮力效应影响,即使停泵后(撤去注入井压力驱动影响),CO₂ 羽流的扩散也不会趋向稳定化。在停泵后的长期演化历程中,原本位于目标储层内的大量 CO₂,逐渐沿激活的断层通道泄露至上覆含水层。相应地,CO₂ 高体积分数区域也发生了显著改变。高体积分数区域从原本的目标储层内部逐渐向断层内部及上覆含水层区域发展。图 11 中模式指出,若断层损伤是永久性的(即停泵后断层渗透率无法恢复至受扰动前水平),受浮力效应持续影响,停泵后的安全风险依然长期存在。

3.2 讨论

以上给出了走滑断层(垂向上断层两盘无错位)的结果。在此将正断层和逆断层纳入同一系统,以探讨不同断层构型对 CO₂ 羽流传播规律和泄露风险的影响。图 12 展示了正断层和逆断层示意图。

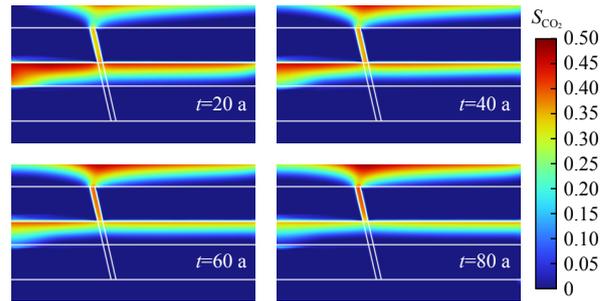


图 11 停泵后 CO₂ 分布的长期演化

Fig. 11 Long-term evolution of CO₂ distribution after pump shutdown

图 13 给出了正断层破裂过程及其渗透率演化,图 14 则展示了逆断层破裂过程及其渗透率演化。

图 13a 揭示了断层渐进式破坏过程,其渗透率特征呈现显著二分性。具体而言,断层活化区域表现出明显的渗透率增强,而相邻未受扰动区域(应力状态未达到屈服条件)则保持其初始低渗透率特征,两区域间形成鲜明对比。另外,断层并非在其全区域范围内均匀活化,而是呈现出局部激活特征。正断层激活区域主要集中在断层上部,这些首先破坏区域逐渐发展为高渗透区域,促进了积累能量的释放,阻碍了断层的进一步激活。这一过程在图 13b 所示的孔隙压力演化中可以得到解释:图 13b 显示,

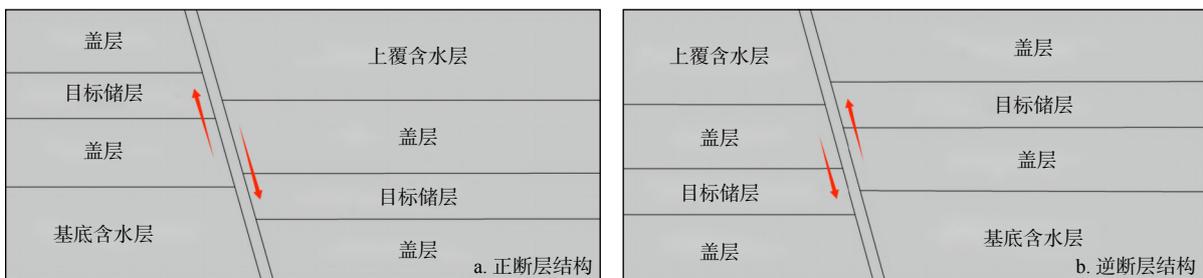


图 12 不同断层构型示意图

Fig. 12 Schematic diagram of different fault configurations

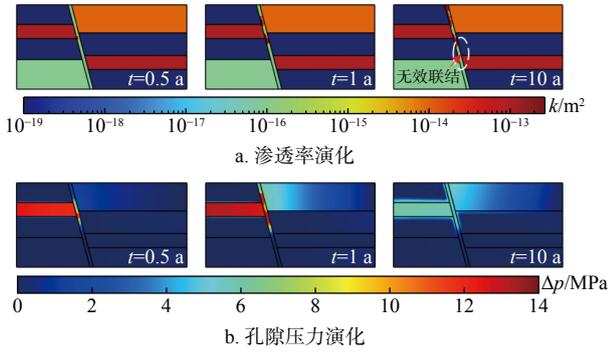


图 13 正断层破裂过程与渗透率演化 (k : 渗透率; Δp : 孔隙压力增量, 下同)

Fig. 13 Fracture process and permeability evolution of the normal fault

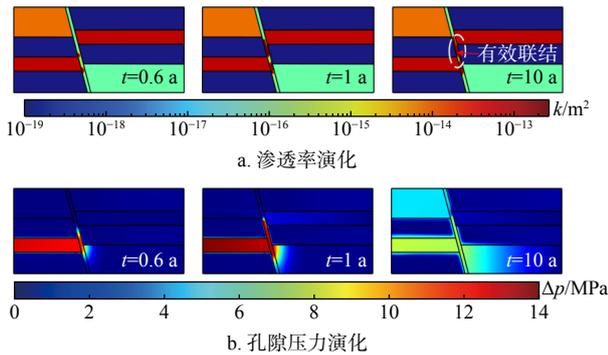


图 14 逆断层破裂过程与渗透率演化

Fig. 14 Fracture process and permeability evolution of the reverse fault

前期注入区积累的高孔隙压力通过特定的激活区域逐渐消散, 孔隙压力始终未传播至断层下部。断层的这种渐进破坏和局部激活模式进一步导致了 CO₂ 泄漏风险的几何相关性。从图 13a 中可以看出, 断层

的有限活化区域(用白圈标记)未能在目标储层的两部分之间建立有效水力联系, 这容易导致大量 CO₂ 直接沿断层泄露至上覆含水层, 从而降低了封存效率。

逆断层情形截然不同, 图 14 展示了逆断层的破裂过程及其渗透率演化, 可以清晰观察到, 逆断层活化区域主要集中在中下部。逆断层内部激活区域形成了一个高导通道(用白圈标记), 该通道将目标储层两部分紧密连接。随着羽流沿着断层向上迁移, CO₂ 有可能进入相对应的另一部分目标储层。这种因层位错动和几何形态差异导致的正逆断层激活区域不同的现象, 对 CO₂ 的迁移路径和封存效率具有深远的影响, 这一点在图 15 中得到了直观体现。

图 15 揭示了 CO₂ 的泄露路径和堆积区域分布。图 15a 的流线显示, 在正断层构型下, CO₂ 聚集区域明确指向了上覆含水层, 而目标储层两部分之间并未建立起有效水力联系。如图 15c 所示, 大量 CO₂ 羽流沿断层泄漏至上覆含水层。需要进一步说明的是, 上覆含水层并非 CO₂ 的预定封存区域(预定封存区域位于目标储层之内)。因此当 CO₂ 进入上覆含水层后, 其后续迁移路径和最终聚集区域将不可预测, 尤其是当上覆含水层之上再无其他盖层覆盖时。从长期封存安全性的角度来看, 这种情况损害了封存的有效性。然而, 在逆断层情形下, 相关现象更为乐观。图 15b 显示了逆断层下 CO₂ 的流线, 从中能够观察到目标储层两部分之间形成了清晰的水力联系。这意味着 CO₂ 在沿断层向上迁移的过程中, 可能会遇到相对的目标储层并进入其中。图 15d 则显示了逆断层情况下 CO₂ 的最终聚集区域, 可以看出, 绝大多数 CO₂ 仍被封存于目标储层中, 仅有微量 CO₂

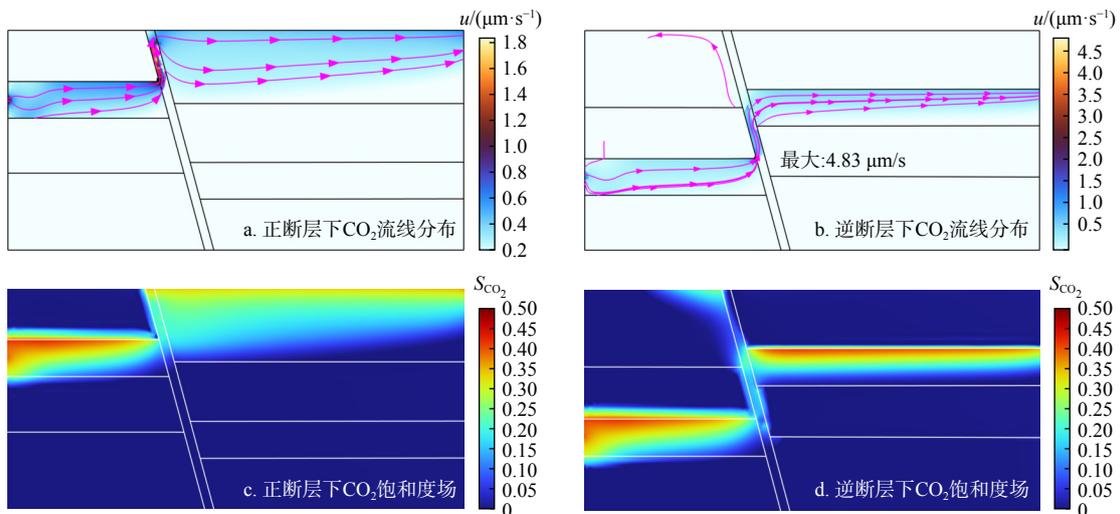


图 15 不同构型断层下 CO₂ 流线与 CO₂ 饱和度场分布

Fig. 15 CO₂ flow lines and saturation field distribution under different fault configurations

沿断层发生了泄漏。在这种情况下,CO₂的封存效率显著提高。

有必要对不同类型断层的封存效率进一步量化,在此,本研究采用了基于封存质量的定义模式^[26]:

$$m_{sto}(t) = \int_{V_{tar}} \phi \rho_{CO_2}(x,t) S_{CO_2}(x,t) dV_{tar}, \quad (14)$$

式中: m_{sto} 表示目标储层中存储的 CO₂ 质量, kg; V_{tar} 表示目标储层总体积, m³; ρ_{CO_2} , S_{CO_2} 分别代表 CO₂ 的密度和饱和度, 二者均是位置(x)和时间(t)的函数。

进一步地,无量纲 CO₂ 有效封存率可定义为:

$$f(t) = m_{sto}(t)/m_{tot}(t), \quad (15)$$

式中: m_{tot} 表示 CO₂ 的总注入质量。

图 16 描绘了不同类型断层封存效率随时间的变化情况,可以看出,逆断层展现出最为卓越的封存性能,正断层则表现最差,而走滑断层封存效果介于两者之间。对于正断层,当注入层位于断层上方时,大量 CO₂ 直接沿断层激活路径向上逃逸至目标储层之外,其封存效果迅速降低并保持在最低水平。相比之下,在逆断层结构中,尽管断层被激活同样带来了泄漏隐患,但由于此时注入层位于断层下部,断层的激活区域在目标储层之间建立了有效的水力联系。当 CO₂ 羽流沿断层迁移时,它们可以进入上方的目标储层,从而在一定程度上增强了整体密封安全性。因此,逆断层表现出相对较好的封存效率。经过 10 a 的 CO₂ 注入操作后,逆断层封存效率比正断层高出约 25%。总体而言,断层类型、两盘的相对位置以及断层活化之间的复杂相互作用深刻影响着 CO₂ 封存的长期安全性。准确表征断层结构不仅有助于预测封存效率,而且对于优选封存层位、减轻潜在泄漏风险也至关重要。

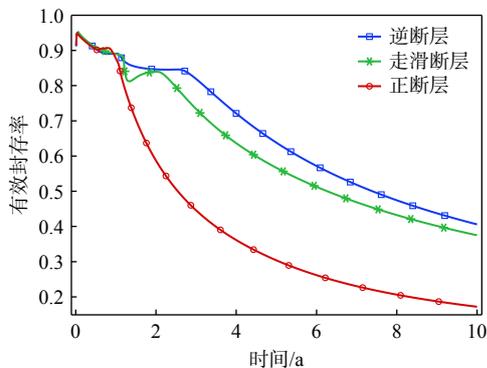


图 16 不同类型断层封存效率比较

Fig. 16 Comparison of storage efficiency of different types of faults

4 结 论

(1)断层激活前,随流体注入其渗透率仅轻微增长,这归因于岩体在弹性变形阶段体积应变较小。显著的渗透率增长发生在屈服失效后,表现为阶跃式上升。激活后断层渗透率呈现明显二分性:活化区域渗透率大幅提升,而未受扰动的相邻区域则保持低渗透率。此外,断层渗透率的发展与孔隙压力场时空演化紧密耦合,率先达到临界应力条件的区域失效后,发展为高渗透区,促进了孔隙压力释放,这一效应抑制了断层的进一步活化,致使断层的活化表现为局部激活特征。

(2)CO₂羽流迁移范围与岩体受冷区域之间没有必然相关性,不能将羽流迁移范围与岩体受冷区域建立等价联系。羽流的逸散快速而广袤,经过 2 a 的持续注入,CO₂羽流前缘已迁移 1500 m;相反,温度场的扩散缓慢而集中,经过 20 a 的持续注入,温度场冷却区域仅 200 m,集中分布在注入井周围。CO₂注入咸水层这种独特的温度场模式,不易诱使断层活化,有助于保证碳封存活动的长期安全性。另外,CO₂在储层中流动时,会被逐渐加热至与储层温度相当,进而发展成超临界状态;而在注入井周围受低温影响,倾向于呈液态分布,液态 CO₂ 相较于超临界状态具有更大的黏度,这也进一步抑制了低温区的扩散。

(3)断层构型以及断层两盘的相对位置对 CO₂ 封存的长期安全性具有显著影响。其中,以逆断层封闭性能最佳,而正断层最劣,走滑断层封闭性能介于二者之间。在逆断层结构中,尽管断层激活同样带来了泄漏隐患,但由于其激活区域能够在目标储层之间建立有效水力联系,这在一定程度上增强了整体密封安全性。对 CO₂ 有效封存量的计算结果显示,经过 10 a 的 CO₂ 注入操作后,逆断层封存效率比正断层高出约 25%。鉴于数值模拟研究的客观局限性,本研究所揭示的因断层局部激活特征和断层在构造历史中表现出的不同类型而导致的差异化泄露趋势,仍有待于真实的现场观察来提供自然证据。

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献:

[1] METZ B, DAVIDSON O, DE CONINCK H, et al. IPCC special report on carbon dioxide capture and storage[R]. Cambridge: Cam-

- bridge University Press, 2005.
- [2] 李阳, 张建, 范振宁, 等. 齐鲁石化-胜利油田 CO₂ 长输管道数智化关键技术与创新实践 [J]. 天然气工业, 2024, 44(9): 1-12.
LI Y, ZHANG J, FAN Z N, et al. Key technologies for digital intelligence of long-distance CO₂ pipeline and their innovative practices in the Qilu Petrochemical-Shengli Oilfield CO₂ pipeline[J]. Natural Gas Industry, 2024, 44(9): 1-12. (in Chinese with English abstract)
- [3] 王延欣. 枯竭油气藏储集库储热供暖耦合 CO₂ 封存性能分析 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(3): 12-21.
WANG Y X. Performance analysis of thermal energy storage for space heating and CO₂ sequestration in depleted oil and gas reservoirs[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(3): 12-21. (in Chinese with English abstract)
- [4] RUTQVIST J, WU Y S, TSANG C F, et al. A modeling approach for analysis of coupled multiphase fluid flow, heat transfer, and deformation in fractured porous rock[J]. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 2002, 39(4): 429-442.
- [5] MILLER S A, COLLETTINI C, CHIARALUCE L, et al. After-shocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth[J]. *Nature*, 2004, 427: 724-727.
- [6] RINGROSE P, ATBI M, MASON D, et al. Plume development around Well KB-502 at the In Salah CO₂ storage site[J]. *First Break*, 2009, 27(1).
- [7] VASCO D, RUCCI A, FERRETTI A, et al. Satellite-based measurements of surface deformation reveal fluid flow associated with the geological storage of carbon dioxide[J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(3): L03303.
- [8] 郑长远, 雷宏武, 崔银祥, 等. 西宁盆地南部天然 CO₂ 泄漏和浅部含水层响应 [J]. 地质科技通报, 2023, 42(6): 223-232.
ZHENG C Y, LEI H W, CUI Y X, et al. Natural CO₂ leakage and responses of shallow aquifers in the southern Xining Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2023, 42(6): 223-232. (in Chinese)
- [9] BACHU S. Screening and ranking of sedimentary basins for sequestration of CO₂ in geological media in response to climate change[J]. *Environmental Geology*, 2003, 44(3): 277-289.
- [10] CELIA M A, BACHU S, NORDBOTTEN J M, et al. Status of CO₂ storage in deep saline aquifers with emphasis on modeling approaches and practical simulations[J]. *Water Resources Research*, 2015, 51(9): 6846-6892.
- [11] BIRKHOEHLER J T, ZHOU Q L. Basin-scale hydrogeologic impacts of CO₂ storage: Capacity and regulatory implications[J]. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 2009, 3(6): 745-756.
- [12] PRUESS K. Numerical simulation of CO₂ leakage from a geologic disposal reservoir, including transitions from super- to subcritical conditions, and boiling of liquid CO₂[J]. *SPE Journal*, 2004, 9(2): 237-248.
- [13] GASDA S E, STEPHANSEN A F, AAVATSMARK I, et al. Up-scaled modeling of CO₂ injection and migration with coupled thermal processes[J]. *Energy Procedia*, 2013, 40: 384-391.
- [14] PRUESS K. On CO₂ fluid flow and heat transfer behavior in the subsurface, following leakage from a geologic storage reservoir[J]. *Environmental Geology*, 2008, 54(8): 1677-1686.
- [15] GAO X Y, YANG S L, SHEN B, et al. Effects of CO₂ variable thermophysical properties and phase behavior on CO₂ geological storage: A numerical case study[J]. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 2024, 221: 125073.
- [16] MEGUERDIJIAN S, PAWAR R J, HARP D R, et al. Thermal and solubility effects on fault leakage during geologic carbon storage[J]. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 2022, 116: 103633.
- [17] SÁEZ-LEIVA F, HURTADO D E, GERBAULT M, et al. Fluid flow migration, rock stress and deformation due to a crustal fault slip in a geothermal system: A poro-elasto-plastic perspective[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2023, 604: 117994.
- [18] WU Z J, CUI W J, WENG L, et al. Modeling geothermal heat extraction-induced potential fault activation by developing an FDEM-based THM coupling scheme[J]. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 2023, 56(5): 3279-3299.
- [19] CAPPALÀ F, RUTQVIST J. Modeling of coupled deformation and permeability evolution during fault reactivation induced by deep underground injection of CO₂[J]. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 2011, 5(2): 336-346.
- [20] 罗亚南, 蒋坤卿, 黄思浩, 等. 地热水回灌耦合 CO₂ 地质封存系统安全性分析 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(3): 59-67.
LUO Y N, JIANG K Q, HUANG S H, et al. Safety analysis of geothermal water recharge coupled with CO₂ geological storage system[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(3): 59-67. (in Chinese with English abstract)
- [21] FU P C, SETTGAST R R, HAO Y, et al. The influence of hydraulic fracturing on carbon storage performance[J]. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 2017, 122(12): 9931-9949.
- [22] FU P C, JU X, HUANG J X, et al. Thermo-poroelastic responses of a pressure-driven fracture in a carbon storage reservoir and the implications for injectivity and caprock integrity[J]. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 2021, 45(6): 719-737.
- [23] LUU K, SCHOENBALL M, OLDENBURG C M, et al. Coupled hydromechanical modeling of induced seismicity from CO₂ injection in the Illinois Basin[J]. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 2022, 127(5): e2021JB023496.
- [24] KANIN E, GARAGASH I, BORONIN S, et al. Geomechanical risk assessment for CO₂ storage in deep saline aquifers[J]. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 2024, 17(4): 1986-2008.
- [25] LIAO J X, HU K, MEHMOOD F, et al. Embedded discrete fracture network method for numerical estimation of long-term performance of CO₂-EGS under THM coupled framework[J]. *Energy*, 2023, 285: 128734.
- [26] MEGUERDIJIAN S, JHA B. Quantification of fault leakage dynamics based on leakage magnitude and dip angle[J]. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 2021, 45(16): 2303-2320.
- [27] NORDBOTTEN J M, CELIA M A, BACHU S. Injection and storage of CO₂ in deep saline aquifers: Analytical solution for CO₂

- plume evolution during injection[J]. *Transport in Porous Media*, 2005, 58(3): 339-360.
- [28] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, 44(5): 892-898.
- [29] LI S B, LI X, ZHANG D X. A fully coupled thermo-hydro-mechanical, three-dimensional model for hydraulic stimulation treatments[J]. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 2016, 34: 64-84.
- [30] LEWIS R W, SHREFLER B A. The finite element method in the static and dynamic deformation and consolidation of porous media[M]. 2nd ed. New York: John Wiley, 1998.
- [31] NIELD D A, BEJAN A. Convection in porous media[M]. [S. l.]: Springer Nature, 2017.
- [32] SPAN R, WAGNER W. A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa[J]. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 1996, 25(6): 1509-1596.
- [33] RUTQVIST J, BIRKHOLZER J, CAPP A F, et al. Estimating maximum sustainable injection pressure during geological sequestration of CO₂ using coupled fluid flow and geomechanical fault-slip analysis[J]. *Energy Conversion and Management*, 2007, 48(6): 1798-1807.
- [34] GUGLIELMI Y, ELSWORTH D, CAPP A F, et al. In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales[J]. *Journal of Geophysical Research(Solid Earth)*, 2015, 120(11): 7729-7748.
- [35] RUTQVIST J, GRAUPNER B, GUGLIELMI Y, et al. An international model comparison study of controlled fault activation experiments in argillaceous claystone at the Mont Terri Laboratory[J]. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 2020, 136: 104505.
- [36] SHIPTON Z K, COWIE P A. A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone[J]. *Journal of Structural Geology*, 2003, 25(3): 333-344.
- [37] GUGLIELMI Y, NUSSBAUM C, CAPP A F, et al. Field-scale fault reactivation experiments by fluid injection highlight aseismic leakage in caprock analogs: Implications for CO₂ sequestration[J]. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 2021, 111: 103471.
- [38] NGUYEN T S, GUGLIELMI Y, GRAUPNER B, et al. Mathematical modelling of fault reactivation induced by water injection[J]. *Minerals*, 2019, 9(5): 282.
- [39] CHIN L Y, RAGHAVAN R, THOMAS L K. Fully coupled geomechanics and fluid-flow analysis of wells with stress-dependent permeability[J]. *SPE Journal*, 2000, 5(1): 32-45.
- [40] GUO T K, TANG S J, SUN J, et al. A coupled thermal-hydraulic-mechanical modeling and evaluation of geothermal extraction in the enhanced geothermal system based on analytic hierarchy process and fuzzy comprehensive evaluation[J]. *Applied Energy*, 2020, 258: 113981.
- [41] 白冰. 岩土颗粒介质非等温-维热固结特性研究 [J]. *工程力学*, 2005, 22(5): 186-191.
BAIB. One-dimensional thermal consolidation characteristics of geotechnical media under non-isothermal condition[J]. *Engineering Mechanics*, 2005, 22(5): 186-191. (in Chinese with English abstract)
- [42] CLASS H, EBIGBO A, HELMIG R, et al. A benchmark study on problems related to CO₂ storage in geologic formations[J]. *Computational Geosciences*, 2009, 13(4): 409-434.
- [43] CONSTANTIN J, PEYAUD J B, VERGÉLY P, et al. Evolution of the structural fault permeability in argillaceous rocks in a poly-phased tectonic context[J]. *Physics and Chemistry of the Earth (Parts A/B/C)*, 2004, 29(1): 25-41.
- [44] GUDMUNDSSON A. Effects of Young's modulus on fault displacement[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2004, 336(1): 85-92.
- [45] WILSON J E, CHESTER J S, CHESTER F M. Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas system, California[J]. *Journal of Structural Geology*, 2003, 25(11): 1855-1873.
- [46] RUTQVIST J, RINALDI A P, CAPP A F, et al. Fault activation and induced seismicity in geological carbon storage: Lessons learned from recent modeling studies[J]. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 2016, 8(6): 789-804.
- [47] VILARRASA V, OLIVELLA S, CARRERA J, et al. Long term impacts of cold CO₂ injection on the caprock integrity[J]. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 2014, 24: 1-13.

Summary for “深部咸水层 CO₂ 封存的热-水-力模型研究”

CO₂ sequestration in deep saline aquifers with integrated thermo-hydro-mechanical model

WEI Zijun^{1,2}, GAO Ke^{2*}

1. School of Environment, Harbin Institute of Technology, Harbin 150001, China;
2. Department of Earth and Space Sciences, Southern University of Science and Technology, Shenzhen Guangdong 518055, China

First author, E-mail: 12149021@mail.sustech.edu.cn

* Corresponding author, E-mail: gaok@sustech.edu.cn

Abstract: [Objective] Carbon capture and storage (CCS) is crucial for mitigating global climate change, and deep saline aquifers, with the largest identified storage potential, are considered the preferred storage sites. However, CO₂ injection is prone to escape through interconnected fractures or reactivated faults toward the surface due to buoyancy. Therefore, investigating the impact of CO₂ injection on faults and the feedback effect of fault reactivation on CO₂ leakage is of significant importance. [Methods] In this study, we develop a fully coupled two-phase thermo-hydro-mechanical model to simulate the interactions between CO₂ injection, fault failure, and CO₂ plume propagation. [Results] The modeling results reveal that upon fault activation, the permeability distribution exhibits a clear dichotomy. Moreover, the evolution of fault permeability is closely linked to the spatio-temporal changes in the pore pressure field. As the initial failure zone evolves into a high-permeability area, it facilitates the release of pore pressure, thereby suppressing further fault activation and leading to localized fault reactivation. Additionally, the migration range of CO₂ plumes is not directly correlated with the cooled region of the rock mass. The plume spreads rapidly and extensively, reaching a front migration distance of up to 1 500 m after just two years of continuous injection. In contrast, the temperature field spreads slowly and is more concentrated, with the cooled zone reaching only 200 m after 20 years of injection. This restricted temperature field is less likely to induce fault reactivation, which enhances the long-term safety of carbon sequestration. Finally, fault configuration significantly affects CO₂ storage safety. Reverse faults provide the best sealing performance, normal faults the worst, and strike-slip faults lie in between. Specifically, the effective CO₂ storage capacity in reverse faults is approximately 25% higher than in normal faults. [Conclusion] In conclusion, the developed two-phase thermo-hydro-mechanical model, incorporating damage behavior, demonstrates robust performance and effectively captures the complex interaction between fault progressive failure and CO₂ plume migration. This model offers both theoretical and technical support for assessing the long-term safety of carbon sequestration projects.

Key words: CO₂ geosequestration; fault reactivation; CO₂ leakage risk; thermo-hydro-mechanical model; numerical simulation; deep saline aquifer

Received: 2024-12-19; Revised: 2025-03-25; Accepted: 2025-03-26

doi: [10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240772](https://doi.org/10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240772)