arXiv:2603.01835v1 [physics.geo-ph] 2 Mar 2026

地质力学约束和现场测量条件下裂缝性储层混合维数多物理场模型的一致初始化

Jakub Wiktor Both* Inga Berre†

摘要

裂隙多孔介质中的耦合过程建模——流动、变形、裂缝力学以及热/化学效应——通常依赖混合维数多物理场公式。这些系统具有非线性，并取决于物理状态和状态相关材料定律。原位现场测量始终描述变形后的平衡构型，而计算模型通常从理想化的参考构型出发，需要显式初始化原位应力状态。这种不匹配使本构定律的初始化和线性化变得复杂。因此，由于裂缝介质具有双尺度特性，这可能导致裂缝开度出现较大偏差，直接影响流动预测。为解决这一问题，我们引入一种离散裂缝模型，其本构定律以未知的平衡状态为参照。该模型结合了一种不动点初始化策略，可一致地重建参考构型，并使其符合地质力学约束和现场测量，但受加载路径依赖性的影响。该数据一致性策略为将模型扩展至更复杂的情形奠定了基础，包括裂缝性储层中的多相多组分流动。

1 引言

具有社会和工业意义的地球物理系统，例如地热储层和裂缝性结晶岩，呈现出非线性物理过程、非均质材料行为以及复杂裂缝网络的综合特征。其演化通常受紧密耦合的热-水-力-化学（THMC）过程支配，而流动与输运通道则会受到单条裂缝张开、闭合和剪切行为的显著影响[16]。因此，要准确模拟相关的非光滑力学，尤其是张开状态与接触状态之间转变时的力学行为，对实现预测性建模提出了重大要求。混合维离散裂缝-基质（DFM）公式已成为一种一致的数学与计算框架，可用于解析这些耦合现象，同时显式表示裂缝网络的几何结构与物理特性[2, 14]。

在地下应用中，注入与生产作业开始前通过现场勘测获得的裂缝几何和材料性质，对应于由岩静压力加载、静水压力和区域性变化的构造应力相互作用所塑造的原位平衡构型[8]。然而，为了以平衡状态作为初始化起点，大多数数值地质力学工作流程都从无应力参考构型出发，并通过重力或静水初始化恢复平衡的初始状态[11]。尽管这种方法

*卑尔根大学数学系地下耦合动力学建模中心，All´egaten 41, 5007 卑尔根，挪威。电子邮件：jakub.both@uib.no。

†地下耦合动力学建模中心，卑尔根大学数学系，All´egaten 41，5007 卑尔根，挪威。电子邮件：inga.berre@uib.no。

能在完整基质中产生合理的应力场，但可能会在裂隙域中引入显著的不一致：即使裂隙法向应力发生微小扰动，也可能大幅改变力学开度，进而改变裂隙传导率，与现场测量值不符。因此，初始化伪影可能掩盖真实的耦合 THMC 响应，并严重扭曲正向模拟期间的流动预测。

与此同时，多学科储层表征提供了日益丰富的约束。井壁成像、声波测井、试井和水力测量提供了有关裂隙方位、粗糙度、充填物、应力状态和有效传导率的信息，而实验室实验则提供孔隙度、渗透率、弹性模量和密度等数据 [12, 6]。这些丰富的数据使得我们能够合理估算各种材料参数和本构关系的参考值，并在平衡状态附近对其进行线性化或展开。然而，耦合 THMC 模型通常围绕无应力构型对本构定律进行线性化。这会导致两个重要局限：

1. 初始化导致的开度偏差：平衡计算程序可能产生不符合物理实际的过大裂隙张开度，并人为增强流动通道。2. 测量值的整合有限：许多参数难以纳入模型，尤其是与原位状态相关的参数。

在本研究中，我们提出了一种适用于裂隙多孔介质、包含摩擦接触的耦合孔隙力学模型，并将参考状态直接纳入所有本构和运动学定义中。这种参考状态感知公式提供了一种系统方法，可将现场测量直接融入主变量的选取以及支配耦合过程的本构关系中。与该建模方法相结合，我们还提出了一种简单而稳健的迭代初始化程序，将未知的原位平衡构型作为问题的一部分进行重建和处理，使其符合地质力学约束、载荷和现场测量，并将其作为正向模型的初始状态。由于主要复杂性集中在参考位移上，这种简化视角可作为通用模板，直接应用于一般的 THMC 建模。

本文其余部分安排如下。第 2 节介绍考虑参考状态的数学模型，包括主变量的选择和本构结构。第 3 节介绍初始化策略，该策略根据测量值和外部作用重建原位平衡构型。第 4 节通过数值研究量化建模方法和平衡化策略的影响，并讨论路径依赖性。第 5 节给出结论。

2 参考状态下的孔隙力学建模

地球物理裂缝系统中耦合多物理过程的模型，将第一性原理控制方程（质量守恒方程、基质和裂缝中的动量平衡方程）与描述流动、变形和裂缝行为物理特性的本构关系相结合（例如达西流、孔隙弹性、摩擦以及开度–渗透率关系）。本节基于这些基本要素，提出一种使所有本构定律都显式纳入参考构型的公式体系。

原则上，每个物理量都可以相对于某个参考构型来定义。因此，主变量和本构关系的具体选择会用到一组参考状态，这些状态可能完全已知、受到测量值的部分约束，或完全未知。为简化起见，在本研究中，我们假设观测到的地球物理系统初始处于静止状态，并以此原位平衡状态作为所有本构定律的参考构型。因此，初始值/参考值用下标 0 表示。我们采用以下通用建模原则：给定状态 s，每个感兴趣的量 q 在某个参考状态 s_0 处具有其参考值 q_0，并在其他情况下表示为函数展开

围绕该参考状态

$$q(s) = Q_0(s - s_0) + q_0 \cdot Q_1(s - s_0), \tag{1}$$

其中， Q_0 和 Q_1 可能是非线性的，并满足 $Q_0(0) = 0$ 和 $Q_1(0) = 1$，从而支持加法展开和乘性展开。

2.1 建模假设

以下假设将指导后续本构定律的选择：1. 材料为孔弹性材料，在平衡状态附近具有线性有效应力-应变关系，经典线性孔隙压力关系遵循Biot线性孔弹性理论。2. 基质和裂缝中的流体流动均由线性达西流控制，裂缝渗透率遵循立方定律。3. 原位孔隙度和裂缝开度已知，并在平衡状态附近线性变化。4. 初始时刻，材料处于平衡状态，地质力学约束由重力、静水压力、岩静压力和构造应力施加。

2.2 混合维度几何与计算域

在本研究中，我们考虑一个由储层表征得到的空间构型 $\Omega \subset \mathbb{R}^d$, $d \in \{2, 3\}$（称为基质）。裂缝记为 Γ，表示嵌入 Ω 内的低维椭球面；它们可能的交汇会形成一系列维度逐渐降低的子域。为直接关注参考状态的影响，我们省略基质与裂缝之间传递所涉及的域和算子的技术细节（通常通过砂浆方法实现）；为简便起见，将所有低维对象均视为裂缝。关于混合维度几何的详细信息，参见 [2, 14, 9]。总体而言，基于线弹性建模假设，这些域共同定义了参考计算域，所有偏微分方程及其相关变量均在该域上定义。

2.3 主变量及力学位移的特殊作用

为描述孔隙力学，我们采用基质的力学位移 $\boldsymbol{u}$ 以及基质和裂缝中的流体压力 p 和 p_f 作为主变量。基质内的总应力 $\boldsymbol{\sigma}$ 控制力学变形，并满足作用于裂缝界面的表面力 $\boldsymbol{\lambda}$。另一方面，流体流动由基质、裂缝内部以及基质—裂缝界面之间的通量控制。

力学位移具有特殊作用，因为它们通常是相对于特定空间参考构型定义的。我们区分三种构型（见图 1）：无应力计算参考构型（见 2.2）、满足地质力学约束（静水压力/岩静压力和构造水平应力）的平衡构型，以及因流体注入等外部作用而随时间演变的当前构型。对于与计算参考构型相关的变量，我们用 $\boldsymbol{u}_0$ 表示无应力构型与平衡构型之间的位移，而 $\boldsymbol{u}$ 与当前构型相关。因此， $\boldsymbol{u} - \boldsymbol{u}_0$ 表示原位可测位移，在现场应用中尤为重要。尽管线弹性和微小应变的线性化假设意味着这三种构型实际上几乎相同，但这一区分对于一致地关联位移、应力、裂缝开度演化以及由此产生的有效水力性质变化仍至关重要。

其余变量具有绝对特性。引入参考压力p_0、参考应力 $\boldsymbol{\sigma}_0$ 和 $\boldsymbol{\lambda}_0$，以及参考通量（假设地质力学约束不会引发背景流，则通量为零）——这些均与平衡参考状态相关——在概念上更为简单，并可实现加性分解。直接获取偏离平衡状态的量，例如 $p - p_0$ 等，将是实现一致的本构建模和整合现场测量的关键。

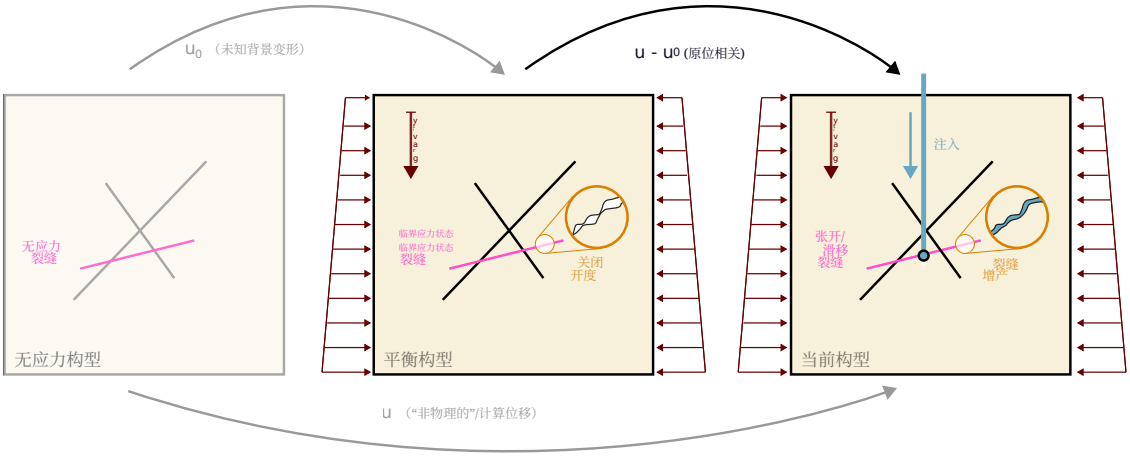

图 1：空间中的无应力、平衡和动态构型示意图，以及它们之间力学位移的相关概念。

2.4 孔弹性材料的本构建模

我们考虑参考状态 $s_0 = (\boldsymbol{u}_0,\ p_0,\ \boldsymbol{\sigma}_0,\ \boldsymbol{\lambda}_0)$，并调整适用于裂缝介质孔隙力学建模的核心本构关系，使其符合 **(1)**。这使得我们能够同时实现两个目标：围绕参考状态线性化参数定律，并使定律符合现场测量值。

裂缝的本构建模。裂缝开度体现了裂缝介质的多尺度特征，并通过裂缝渗透率建模对水力性质产生重要影响 [2]。我们区分机械开度和水力开度，这是因为即使裂缝处于闭合状态，其粗糙度仍会保留残余体积，供流体流动，从而影响水力性质；图 2 展示了不同开度概念之间的细微差别。总体而言，我们考虑：

- 机械开度（根据构造和互补条件，其值非负）：

$$a_{\text{mech}} = a_{\text{mech},0} + [\boldsymbol{u} - \boldsymbol{u}_0]_n, \tag{2a}$$

  其中，$[\cdot]_n$ 表示沿法向方向跨越裂缝的跳跃量。

- 裂缝间隙（开度增加，例如由剪切膨胀所体现的变形历史导致 [17], ，可扩 [1] 展至一阶可压缩性效应及其他因素）：

$$g = g_0 + \tan(\theta_{\text{dil}}) \cdot \left|[\boldsymbol{u} - \boldsymbol{u}_0]_t\right| \tag{2b}$$

  其中 $[\cdot]_t$ 为切向跳跃，g_0 表示初始间隙。

- 水力开度（裂缝中实际可用的孔隙空间）：

$$a_{\text{hydr}} = a_{\text{res}} + a_{\text{mech}} \tag{2c}$$

- 裂缝渗透率（与开度相关，此处通过立方定律 [2]表示）：

$$\kappa_f = a_{\text{hydr}}^2/12. \tag{2d}$$

基质性质的本构建模。与相关参考状态有关的水力性质和力学性质包括：

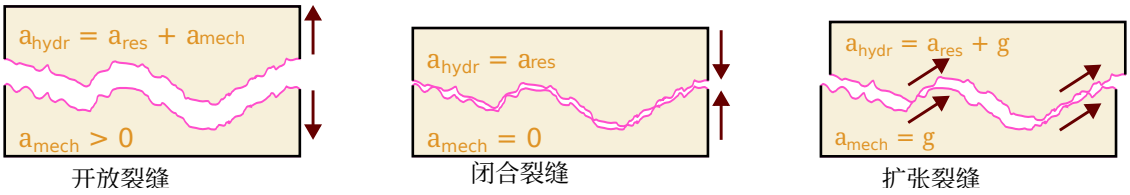

图 2：裂缝开度建模：张开、闭合和剪切扩张裂缝模式。在闭合状态下，仍有正的残余开度 a_{res} 可用。在张开和扩张状态下，非负的机械开度会产生作用；而在后者中，该开度通过裂缝间隙模型确定，参见 (4g)–(4i)。

- 总应力（基于经典有效应力理论 [4]）：

$$\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}_0 + \mathbb{C}\boldsymbol{\varepsilon}(\boldsymbol{u} - \boldsymbol{u}_0) - \alpha(p - p_0)\boldsymbol{I}, \tag{3a}$$

  需要注意的是，参考应力 $\boldsymbol{\sigma}_0$ 并非先验已知，而是由地质力学约束表征。尽管允许采用不同的建模方式，为简化表述，我们对从无应力构形到平衡空间构形的变形采用线性应力–应变关系，并设

$$\boldsymbol{\sigma}_0 = \mathbb{C}\boldsymbol{\varepsilon}(\boldsymbol{u}_0) - \alpha p_0 \boldsymbol{I}. \tag{3b}$$

- 孔隙度（采用标准线性化孔弹性 [4]）：

$$\phi = \phi_0 + \alpha\nabla\cdot(\boldsymbol{u} - \boldsymbol{u}_0) + \frac{1}{M}(p - p_0), \tag{3c}$$

  其中，ϕ_0 通常具有非均质性，并取决于非均质的背景应力 $\boldsymbol{\sigma}_0$ 和背景压力 p_0，例如，再次遵循标准理论并基于某种（无应力）非原位测得的孔隙度 ϕ_{ref}

$$\phi_0 = \phi_{\text{ref}} + \frac{\alpha^2}{K_{\text{dr}}}\text{tr}(\boldsymbol{\sigma}_0) + \frac{1}{M}p_0 \tag{3d}$$

- 流体密度（采用简单的热力学定律）：

$$\rho = \rho_{\text{ref}} \cdot \exp(c(p - p_{\text{ref}})), \tag{3e}$$

  其中，p_{ref} 是与参考密度 ρ_{ref}相关的参考压力，通常在非原位实验室测试中获得，且独立于 p_0。

2.5 表征参考状态和当前状态的耦合模型

耦合模型可拆分为流体流动、力学变形和接触力学等子问题，同时我们将隐式采用第 2.4 节介绍的参考感知本构定律。流体流动采用离散裂缝模型（DFM）建模原理进行建模，该原理结合了质量守恒、达西定律以及基质孔隙度、水力开度和裂缝渗透率等水力性质的直接影响；详情请参阅 [2, 14]。我们采用混合维模型

$$\partial_t(\rho\phi) + \nabla\cdot\left(-\frac{\rho\kappa}{\mu_f}(\nabla p - \rho\mathbf{g})\right) = h \qquad \text{on } \Omega \quad \text{(domain)} \tag{4a}$$

$$\partial_t(\rho\, a_{\text{hydr}}) + \nabla\cdot\left(-\frac{\rho\, a_{\text{hydr}}\,\kappa_f}{\mu_f}(\nabla p_f - \rho\mathbf{g})\right) = h_f + q_\perp \qquad \text{on } \Gamma \quad \text{(domain)} \tag{4b}$$

$$-\frac{\rho\kappa}{\mu_f}(\nabla p - \rho\mathbf{g})\cdot\mathbf{n} = q_\perp \qquad \text{在 } \Gamma \text{（边界）上} \tag{4c}$$

$$-\frac{2\kappa_\perp}{a_{\text{hydr}}}(p - p_f) = q_\perp \qquad \text{on } \Gamma \text{ (interface)}. \tag{4d}$$

裂缝 Γ 有多种用途（括号内注明），因此 $q_\perp$ 既作为边界条件，也作为源项。此处，我们采用恒定的基质渗透率 κ、法向渗透率 $\kappa_\perp$、流体黏度 μ_f、外部源项 h和 h_f。

力学变形由线动量平衡控制，并结合比奥理论和接触力学引入力平衡

$$-\nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} = (\phi\rho + (1-\phi)\rho_s)\boldsymbol{g} \quad \text{on } \Omega \tag{4e}$$
$$\boldsymbol{\sigma}\boldsymbol{n} = \boldsymbol{\lambda} - p_f \boldsymbol{n} \quad \text{on } \Gamma, \tag{4f}$$

其中， ρ_s 表示恒定的固体密度。接触力学建模分为法向柔度条件（相对于裂缝间隙的不可穿透条件），施加于 Γ

$$a_{\text{mech}} - g \geq 0 \tag{4g}$$
$$\lambda_n \leq 0 \tag{4h}$$
$$\lambda_n(a_{\text{mech}} - g) = 0. \tag{4i}$$

以及切向的摩擦建模（此处采用库仑定律）（也施加于 Γ）

$$|\boldsymbol{\lambda}_t| + \mu\lambda_n \leq 0 \tag{4j}$$
$$[\dot{u}]_t = 0 \qquad \text{if } |\boldsymbol{\lambda}_t| < -\mu\lambda_n \tag{4k}$$
$$[\dot{u}]_t = \xi\boldsymbol{\lambda}_t \qquad \xi \geq 0 \text{ otherwise.} \tag{4l}$$

为确保与地质力学约束一致，控制方程配以边界条件，适用于指定的 $\partial\Omega_{\text{D, M}} \cup \partial\Omega_{\text{N, M}} = \partial\Omega_{\text{D, F}} \cup \partial\Omega_{\text{N, F}} = \partial\Omega$，其外法向为 $\boldsymbol{n}$，以及原位测量数据$\boldsymbol{\sigma}_{\text{lith/tect}}$ 和 p_{hydr}

$$\boldsymbol{u} = \boldsymbol{u}_0 \quad \text{on } \partial\Omega_{\text{D,m}} \tag{4m}$$
$$\boldsymbol{\sigma}\boldsymbol{n} = \boldsymbol{\sigma}_{\text{lith/tect}}\boldsymbol{n} \quad \text{on } \partial\Omega_{\text{N,m}} \tag{4n}$$
$$p = p_{\text{hydr}} \quad \text{on } \partial\Omega_{\text{D,f}} \tag{4o}$$
$$\nabla p \cdot \boldsymbol{n} = 0 \quad \text{on } \partial\Omega_{\text{N,f}} \tag{4p}$$

以及初始条件，假定其与参考状态相同，

$$\boldsymbol{u} = \boldsymbol{u}_0 \quad \text{on } \Omega \tag{4q}$$
$$p = p_0 \quad \text{on } \Omega. \tag{4r}$$

注 1（准静态演化）。 在地质时间尺度上，储层变形通过一系列近静态状态逐步发生，而背景应力和变形则在这些阶段之间不断调整。模型（4）体现了这一准静态特性，其相对于时间上固定的参考状态建立。鉴于加载路径依赖性（参见注2），背景位移 $\boldsymbol{u}_0$ 无法根据第一性原理唯一确定，且由于缺乏详细的地质历史，无法对其进行唯一识别。

注 2（参考状态的非唯一刻画）。 上述模型（4）隐含地假定参考状态与初始时刻的控制方程相一致。因此，在初始时刻，接触条件简化为

$$\lambda_{0,n} \leq 0 \quad \text{and} \quad |\boldsymbol{\lambda}_{0,t}| + \mu\lambda_{0,n} \leq 0 \qquad \text{on } \Gamma.$$

由于未对静态位移 $\boldsymbol{u}_0$ 本身施加任何限制，且缺乏完整的变分结构，因此得到的平衡背景状态通常并不唯一。这一特点既符合计算参考构形所起的辅助作用（参见第 2.3 节），也与库仑摩擦系统的滞回行为一致；后者会导致非唯一性 [10]。

备注 3（建模方法的一致性）。 式（4）中的控制方程以绝对应力、力和通量表示，不会通过平衡定律传递参考状态。相反，参考构型仅通过本构关系引入，从而确保能够以一致的方式纳入场数据和初始条件。在初始时刻，系统处于静止状态，这意味着 $\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}_0$、 $\boldsymbol{\lambda} = \boldsymbol{\lambda}0$，且流场为稳态，其中 p_0 等于静水压力（存在离散化效应时除外）。同样，孔弹性模型（3b）得到的背景应力反映了施加于 $\partial\Omega$ 的边界条件，同时兼顾裂缝几何。该构造保证任何可用的 a力学，0 测量值或 ϕ_0 测量值都能以协调一致的方式施加，包括在实际上无牵引的区域。特别是，可为张开裂缝指定任意满足初始时刻接触条件的可接受参考缝宽。

注释 4（数值离散化）。我们采用一种单元中心有限体积法，该方法针对符合裂缝网络的混合维度离散裂缝模型进行了设计，并结合隐式欧拉离散化；详情见 [14]。数值方法通过 PorePy [9, 15] 实现。在每个离散时刻 t，待求解的系统为

$$\mathbf{G}(\mathbf{X};\ \mathbf{X}_{\mathrm{prev}},\ \mathbf{X}_0,\ t) = \mathbf{0}, \tag{5}$$

其中$\mathbf{X}$、$\mathbf{X}^{\mathrm{prev}}$和$\mathbf{X}_0$ 分别表示当前状态、前一状态和参考状态。

3 获取参考状态的有效初始化策略

为了使用第 2 节中引入的形式体系，（离散化后的）稳态通过条件一致地表征为

$$\mathbf{G}(\mathbf{X}_0;\ \mathbf{X}_0,\ \mathbf{X}_0,\ t_0) = \mathbf{0}. \tag{6}$$

为了有效计算一致的初始状态$\mathbf{X}_0$,，我们采用一种简单的迭代初始化程序，可将其解释为与（5）一致、并反映地质系统准静态特性的伪时间步进方案，参见注释 1。该策略的一大优势是无需修改原模型$\mathbf{G}$即可重复使用。迭代仅更新$\mathbf{X}_0$，同时保留$\mathbf{G}$中的相同主变量。这样，我们便无需在（6）中将$\mathbf{X}$和$\mathbf{X}_0$ 作为同时求解的未知量，从而规避参考状态固有的非唯一性，参见注释 2，并确保初始化一致。

算法 1 用于求解 X_0 的迭代求解

1: 设定 $\mathbf{X}_0^{(0)} = 0$ 并选择容差 ε2: **对于** $n = 1,\ 2,$ .. **执行**3: 求解 $\mathbf{G}(\mathbf{X}_0^{(n)};\ \mathbf{X}_0^{(n-1)},\ \mathbf{X}_0^{(n-1)}) = 0$ 针对 $X_0^{(n)}$ (例如，使用半光滑牛顿法)4: **如果** $|X_0^{(n)} - X_0^{(n-1)}| < \varepsilon$ **则**5: **跳出循环**
6: **结束如果**7: **结束循环**

备注 5（改进的初始猜测）。 相较于对$\mathbf{X}_0^{(0)}$ 采用平凡的初始猜测（参见算法 1），使用改进的猜测，例如，将静水压力的解析表达式与由此得到的、从流动问题中解耦的位移相结合，预计能够提高数值效率。

备注 6（替代模型）。为提高初始化过程中的收敛性，可以采用模型$\mathbf{G}$的简化变体，例如在若干本构关系简化为

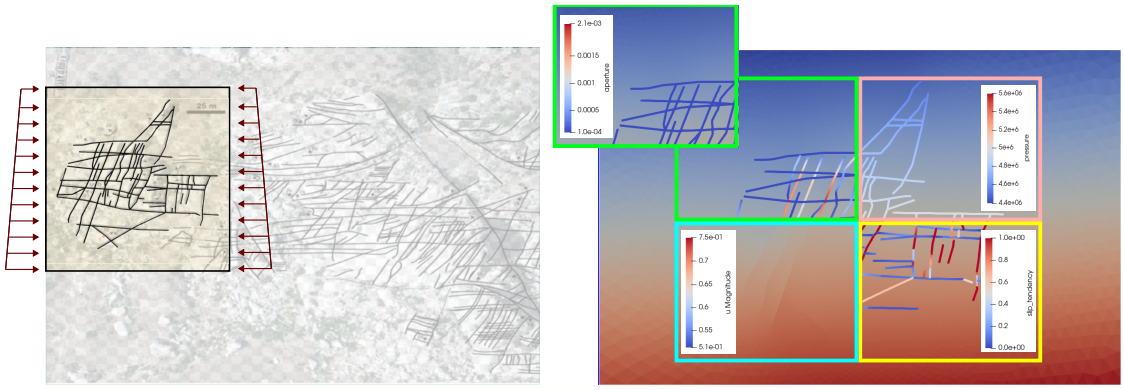

图3：左：Salt Cove，改自 [6], 的节选；方框标示所考虑的约150 × 150 m尺度裂缝网络，嵌入垂直二维域中，并受地质力学约束（3000–4000 m的静水压力、岩静压力和水平应力）右：带高亮方框的平衡状态；一致与不一致的裂缝开度（绿色，左上）、背景变形（蓝色，左下及方框外）、裂缝压力（粉色，右上）、滑移倾向（黄色，右下）。

常数且平衡构型处于（准）静止状态时（假设不存在背景流，且背景变形简单），这通常会降低非线性程度。同样，也可以利用同伦延拓的思路，在模型之间逐步过渡，例如分阶段施加外部载荷或本构参数。

4 N基于路径依赖性的数值一致性检验

我们考虑一个二维测试算例，其基于从犹他州 FORGE 场址附近 Salt Cove 露头提取的裂缝网络 [6]；见图3。该露头被解释为嵌入1000 m × 1000 m域中的垂直剖面。沿模型边界施加随深度增加的岩静压力和静水压力，对应于3000–4000 m的条件。水平应力规定为岩静压力的25%。材料参数遵循 [3]。具体而言，我们采用$a_{\mathrm{mech},0} = 0$ m、 $\theta_{\mathrm{dil}} = 0.1$、 $\alpha = 1$、 $\kappa = 4.35e-6$ D、$\kappa_{\perp} = 4.35e-6$ D、 $a_{\mathrm{res}} = 1e-4$ m、 $\phi_0 \equiv 1.36e-2$、 $G = 16.8e9$ Pa和 $\lambda = 19.73e9$ Pa（定义 $\mathbb{C}$）、 $\rho_s = 2653$ kg/m^3、 $\mu = 0.6$ 以及水作为流体的性质。采用1年的伪时间步。

参考状态的一致建模。 我们首先考察如何使用算法 1 中描述的初始化策略一致地构建参考状态。为提高收敛性，我们采用解析静水压力分布初始化压力场，并在第一次迭代中求解一个受该流体压力作用、但与流动方程解耦的力学接触问题；参见注释 5 和注释 6。最终的平衡构型（经过 5 次迭代后）如图 3 所示。

路径依赖性。 为说明加载路径依赖性的影响，并由此表明在缺乏直接历史数据的情况下重建地质历史所固有的困难及其重要性，我们基于注记6考虑一个简化情景。受裂缝愈合及摩擦强度随时间增加的启发 [5], 我们规定摩擦系数随伪时间步变化：系统以降低的摩擦值初始化，并在三次迭代后恢复至目标摩擦。所得变形场如图4所示。尽管最终状态（几乎）无法区分

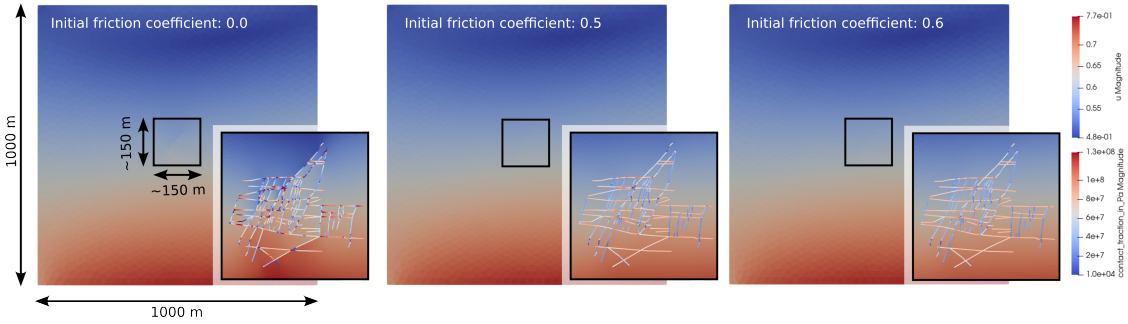

图 4：准静态摩擦下裂缝系统的路径依赖性。采用不同初始摩擦值初始化后的最终状态：0.0 （左），0.5（中），0.6 （右）。远场变形、近场变形和接触牵引力方面的一致性存在（显著）差异。

在远场中，并且仍与地质力学约束保持一致，但它们在近裂缝区域表现出显著差异。这一行为与注记2中所讨论的重建背景变形场时固有的模糊性相一致。

5 结论

场尺度模拟对于地热开发的规划和监测至关重要。储层表征数据日益丰富，涵盖从材料参数到详细地质力学约束的各类信息，因此，将这些测量值一致地纳入数值模型至关重要。本文提出了一种系统的建模框架，通过构建平衡构型来建立参考状态，并结合有效的平衡化策略。该方法的一个核心特点是，同一计算模型既可用于正向模拟，也可用于生成初始平衡状态，从而确保与现场测量和基础地质力学原理的一致性。

尽管本文聚焦于裂缝介质中的孔隙力学，但其核心概念挑战在于将位移作为主变量处理。因此，基于相同建模原理，自然可以将该方法扩展至更广泛的 THMC模型；不过，多相多组分情形需要与更复杂的热力学描述相耦合。式（1）中的参考状态和加法分解也引出了一个问题：基于主变量偏差的公式是否能够提升混合维THMC模型的非线性稳健性？这类模型众所周知存在收敛困难 [13]。展望未来，仍有若干方面值得进一步研究。更全面的复杂储层表征以及改进的数据集成工作流，对于降低近裂缝应力状态估计的不确定性至关重要，这也凸显了井筒尺度应力分析、应力观测 [8], 和混合/数据集成建模方法 [7]的价值。最后，正如本文所指出的，参考变形状态本身存在固有歧义，因此需要深入分析，以确定其对模型校准、不确定性量化和风险评估的影响。总体而言，本文提出的基于参考状态的框架为裂缝性地热储层的数据集成模拟提供了一致且可扩展的基础，也为制定更稳健、以物理原理为依据的 THMC建模策略开辟了有前景的途径。

致谢。 本项目获得了欧洲研究理事会（ERC）通过欧盟地平线2020研究与创新计划资助（资助协议编号：101002507）。作者感谢 Eirik Keilegavlen 和 Ivar Stefansson 提供反馈。

数据可用性声明 用于复现数值实验的所有数据和材料均可在 Zenodo 上公开获取：https://doi.org/10.5281/zenodo.18833363

参考文献

[1] Nick Barton、S Bandis 和 K Bakhtar。岩石节理的强度、变形与导流能力耦合。载于《国际岩石力学与矿业科学及地质力学文摘》，第 22 卷，第 121–140 页。爱思唯尔，1985年。[2] Inga Berre、Florian Doster 和 Eirik Keilegavlen。裂隙多孔介质中的流动：概念模型与离散方法综述。*Transp. Porous Med.*，130(1):215–236，2019年。[3] Jakub W. Both、Marius Nevland、Ivar Stefansson、Yury Zabegaev、Eirik Keilegavlen 和 Inga Berre。地热储层中的裂隙再活化：热孔弹性介质中裂隙接触力学数值建模策略。载于欧洲地热大会（*EGC 2025*）论文集，苏黎世，瑞士，2026年。欧洲地热能理事会。[4] Olivier Coussy。孔隙力学。约翰·威立父子公司，2004年。[5] James H Dieterich。岩石中的时变摩擦。《地球物理研究杂志》，77(20):3690–3697，1972年。[6] Aleta Finnila、Thomas Doe、Robert Podgorney、Branko Damjanac 和 Pengju Xing。犹他州 FORGE 场址离散裂隙网络模型的修订。《*GRC*论文集》，45，2021年。[7] Emmanuel Gaucher、Martin Schoenball、Oliver Heidbach、Arno Zang、Peter A Fokker、Jan-Diederik van Wees 和 Thomas Kohl。地热储层中的诱发地震活动：预测方法综述。《可再生与可持续能源评论》，52:1473–1490，2015年。[8] Oliver Heidbach、Mojtaba Rajabi、Xiaofeng Cui、Karl Fuchs、Birgit Müller、John Reinecker、Karsten Reiter、Mark Tingay、Friedemann Wenzel、Furen Xie 等。世界应力图数据库2016年版：跨尺度地壳应力格局。《构造地球物理学》，744:484–498，2018年。[9] Eirik Keilegavlen、Runar Berge、Alessio Fumagalli、Michele Starnoni、Ivar Stefansson、Jhabriel Varela 和 Inga Berre。PorePy：用于模拟裂隙多孔介质中多物理场过程的开源软件。《计算地球科学》，25(1):243–265，2021年。[10] A Klarbring。具有摩擦的准静态接触问题解的非唯一性与非存在性示例。《工程师档案》，60(8):529–541，1990年。[11] 劳伦斯利弗莫尔国家实验室（LLNL）。模型初始化：静水与力学平衡 — *GEOS* 文档，2026年。访问于2026年2月24日。[12] Xiaodong Ma、Marian Hertrich、Florian Amann、Kai Bröker、Nima Gholizadeh Doonechaly、Valentin Gischig、Rebecca Hochreutener、Philipp Kästli、Hannes Krietsch、Michèle Marti 等。Bedretto 实验室的多学科表征——独特的地下地球科学研究设施。《固体地球讨论》，2021:1–40，2021年。[13] Marius Nevland、Inga Berre、Jakub Wiktor Both 和 Eirik Keilegavlen。用于含裂隙接触力学的孔隙弹性问题的增广拉格朗日求解器。*arXiv* 预印本 *arXiv:2508.11508*，2025年。[14] Ivar Stefansson、Inga Berre 和 Eirik Keilegavlen。多孔介质中热-水-力过程与裂隙接触力学的全耦合数值模型。*Com-puter Methods in Applied Mechanics and Engineering*，386:114122，2021年。

[15] Ivar Stefansson、Jhabriel Varela、Eirik Keilegavlen 和 Inga Berre。使用 PorePy 对裂隙多孔介质中的多物理场过程进行灵活且严谨的数值建模。《应用数学成果》，21:100428，2024年。[16]Iman Vaezi、Keita Yoshioka、Silvia De Simone、Berta María Gómez-Castro、Adriana Paluszny、Mohammadreza Jalali、Inga Berre、Jonny Rutqvist、Ki-Bok Min、Qinghua Lei 等。裂隙岩体中耦合过程的热-水-力耦合建模综述：从连续介质到非连续介质的视角。《岩石力学与岩土工程学报》，2025年。[17] J Willis-Richards、K Watanabe 和 H Takahashi。朝着人工地热系统随机岩石力学模型迈进。《地球物理研究杂志：固体地球》，101(B8):17481–17496，1996年。